4124

METEOROLOGIA GENERALĂ

C.Stoica N.Cristea

METEOROLOGIE GENERALĂ

10-XI

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Constantin Stoica * Nicolae Cristea

METEOROLOGIE GENERALĂ

edifia a II-a

337520
B.C.U. IASI

Editura tehnică
București — 1971

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Reeditarea acestei lucrări urmărește să satisfacă deziderateleе manifestate de cei ce doresc să cunoască complexitatea fenomenelor și legilor care determină evoluția vremii, cu toate implicațiile ce decurg din ea pentru activitatea umană. Elaborată de doi cunoscuți specialiști din țara noastră, lucrarea reflectă dezvoltarea pe care a căpătat-o meteorologia în ultimul deceniu, la care au contribuit și ultimele realizări ale științei și tehnicii (sateliți, calculatoare etc.).

Lucrarea are trei părți : partea întîi cuprinde o expunere generală a metodelor de cercetare a atmosferei. În partea a doua sînt date noțiunile fundamentale de meteorologie sinoptică, iar partea a treia tratează fenomenele optice în atmosferă.

Lucrarea se adresează tehnicienilor meteorologi și hidrologi, geografilor, fizicienilor, proiectanților și tehnicienilor din construcții și transporturi, din agricultură și silvicultură, personalului navigabil aerian, cum și oricăror cititori pe care îi interesează problemele de meteorologie.

21713

II - 4211.

Recenzent : **Nicolae Topor**
Control științific : **Conf. Alexandru Grigoriu** și cercet. prim. **Nicolae Beșeleagă**
Redactor : **L. Picoș**
Tehnoredactor : **Theodor Ivan**
Coperta : **Niculescu Simona**

IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

INTRODUCERE

§ 1. Obiectul meteorologiei

Meteorologia este o ramură a științelor geografice și are ca obiect studierea atmosferei și a fenomenelor care se produc în cuprinsul acesteia. Denumirea de meteorologie provine de la cuvîntul de origine greacă „meteoron" ceea ce se petrece în aer — și „logos" — cuvînt, știință, vorbire. Deci, în meteorologie se studiază atmosfera, adică învelișul de aer care înconjură Pămîntul precum și legile fizice după care se desfășoară întreaga complexitate de fenomene care au loc în cuprinsul acesteia.

Multă vreme preocupările meteorologiei au fost confundate cu ale astronomiei. Tratatele de meteorologie studiau în trecutul nu prea îndepărtat și problemele meteoriților (meteoarelor) de origine extraterestră. De la Aristotel (384 î.e.n.) și pînă la Kämtz (1835), în multe publicații se găsesc tratate în comun problemele astronomiei și cele specifice meteorologiei în concepțiile actuale.

Din 1835, meteorologia începe să se ocupe cu cercetarea fenomenelor care au loc numai în cuprinsul atmosferei terestre. Un rol covîrșitor în meteorologie îl au fenomenele legate de prezența vaporilor de apă în atmosferă. În urma procesului de încălzire și răcire a aerului, conținutul vaporilor de apă din atmosferă se modifică în mod continuu. Aerul se află într-o permanentă stare de agitație. Curenții aerieni poartă dintr-o regiune în alta ceața și norii, generatori ai celor mai importante fenomene ale vremii.

Transformările care au loc în atmosferă sînt în marea lor majoritate fenomene fizice și, pentru acest fapt, meteorologia mai este denumită uneori *fizica atmosferei.*

Așadar, meteorologia este o știință a naturii, o știință cu un specific bine determinat.

În afară de fizică, prin caracterul comun al unor fenomene pe care le studiază, meteorologia mai are strînse legături cu hidrologia, geografia, oceanografia și astronomia.

§ 2. Metode de cercetare

Meteorologia, studiind fenomenele care au loc în atmosferă, aplică pentru interpretarea acestora legile generale ale fizicii, mecanicii și în parte, uneori, ale chimiei coloidale. Spre deosebire de fizică, unde metoda de cercetare predominantă este experimentarea, în meteorologie, ca și în celelalte științe geofizice, metoda de bază rămîne observația.

Dacă în științele experimentale cercetătorul caută, cu ajutorul unor metode și instrumente potrivite, să izoleze sau chiar să provoace fenomenele care îl interesează, cu totul altfel stau lucrurile cu marea majoritate a fenomenelor atmosferice. Prin extinderea lor, aceste fenomene depășesc în mod frecvent cadrul restrîns al unui laborator și nu pot fi simplificate și nici izolate.

Deocamdată omenirea nu dispune de posibilitatea de a folosi experiența ca metodă cu eficacitate practică în meteorologie. Asemenea mijloace ar necesita un consum enorm de energie, atît pentru declanșarea fenomenelor atmosferice, cît și pentru menținerea lor. În ritmul actual, nemaiîntîlnit în dezvoltarea tehnicii și științei, nu este exclus ca într-un viitor nu prea îndepărtat, poziția noastră de spectatori la unele fenomene care au loc în atmosferă să se schimbe, în sensul de a le putea dirija după nevoile noastre.

Un mare ajutor pentru înțelegerea aprofundată a fenomenelor care au loc în atmosferă îl oferă calculul matematic. În aplicarea principiilor generale ale fizicii la interpretarea acestor fenomene, matematica intervine cu o mare contribuție. Vastul material furnizat de observațiile meteorologice trebuie prelucrat și sistematizat. Se caută corelații și periodicități, se elimină erorile, se calculează abaterile și frecvențele etc., totul pentru a se trage concluziile cele mai logice. Greutatea cea mai evidentă în aprecierea fenomenelor consistă în faptul că fiecare element contribuie în mod cantitativ diferit, de fiecare dată, la producerea fenomenelor respective.

Cu toate dificultățile care izvorăsc din complexitatea circumstanțelor în care apar, se dezvoltă și pier fenomenele atmosferice, se poate totuși afirma că în urma studiilor întreprinse s-a ajuns la rezultate teoretice însemnate. Pe baza legilor fizicii observațiile și cunoștințele meteorologice au putut fi folosite într-o măsură apreciabilă fie la înțelegerea fenomenelor atmosferice care se produc la un moment dat, fie într-un viitor mai apropiat sau mai îndepărtat : o zi, două, o săptămînă, o lună, un anotimp sau uneori chiar un an.

Din cele arătate pînă acum rezultă că observația rămîne metoda de bază în cercetarea meteorologică. Această metodă este aplicată pe două căi : vizuală (fără instrumente) și instrumentală.

Observația vizuală este cea mai veche dintre metodele de cercetare, nu numai în domeniul meteorologiei, ci și al altor științe. Omul întîi a observat, a tras concluzii și apoi a încercat să reproducă fenomenele care l-au interesat.

Observația instrumentală se face cu aparate cu citire directă sau cu ajutorul aparatelor înregistratoare. Aparatele cu citire directă necesită prezența omului pentru notarea observației la momentul indicat în programul de lucru. Pentru a avea asigurată continuitatea observațiilor, este necesar ca notarea lor să se facă la intervale cît mai apropiate, deoarece numai astfel se poate urmări îndeaproape succesiunea schimbărilor care au loc în evoluția timpului sau vremii. *) Un aport însemnat în acest sens îl aduc aparatele înregistratoare. Acestea mai au avantajul că pot fi amplasate în regiuni greu accesibile : în munți, în deltă etc. Asemenea aparate mai pot culege și transmite informații asupra stării vremii de pe toată suprafața Pămîntului, de la nivelul mării și pînă la mari înălțimi.

§ 3. Etapele de dezvoltare ale meteorologiei

Din timpuri destul de îndepărtate, omul a fost interesat de schimbările vremii, de evoluția timpului. Trecerea de la o zi frumoasă și caldă, la o alta rece și vijelioasă, cu ploaie și trăsnete etc. au constituit fenomene care au impresionat puternic pe omul tuturor timpurilor. El a tras concluzia că existența lui și a celorlalte viețuitoare, plante sau animale, sînt strîns legate de ceea ce se petrece în atmosferă.

Oamenii de știință au căutat să dezlege tainele care guvernează fenomenele ce se produc, fără încetare, în atmosferă. Cu toate că preocupările sînt vechi în această direcție, totuși meteorologia este considerată și astăzi ca o știință destul de tînără.

Istoria arată că filozofii lumii antice (Pitagora, Leucip, Euclid, Lucretius ș.a.) și-au îndreptat observațiile lor și în domeniul meteorologiei, stabilind anumite reguli asupra mișcării aerului, formării norilor, producerii fulgerelor și trăsnetelor. În vechea Atenă au fost construite chiar unele instrumente pentru determinarea direcției și intensității vîntului. Aristotel și Herodot au scris chiar tratate de Meteorologie, dar fenomenelor meteorologice le-au dat numai explicații bazate pe speculații filozofice. Ca atare valoarea lor nu prezintă importanță decît din punct de vedere istoric. Mai tîrziu, în perioada

*) În meteorologie noțiunile de „timp" și „vreme" au aceeași semnificație.

evului mediu, toate științele pozitive au cunoscut, după cum se știe, o dezvoltare mai înceată. Pînă la descoperirea termometrului, către sfîrșitul secolului al XVI-lea, meteorologia a fost, așadar, domeniul favorabil celor mai variate superstiții, dintre care unele s-au transmis pînă în zilele noastre.

Meteorologia, ca oricare altă știință, nu a ajuns la stadiul actual, decît în urma unui îndelungat proces istoric. Sub acest aspect este bine să se rețină că Meteorologia a început să se afirme ca știință independentă abia în a doua jumătate a secolului al XIX-lea, iar în țara noastră mult mai tîrziu.

Astfel, primele observații meteorologice s-au întreprins la Iași în jurul anului 1770, iar la București între 1773—1789. După 1829, în unele publicații, apar periodic și observații meteorologice.

În anul 1836, la București, profesorul de fizică Poenaru de la Colegiul Național Sf. Sava, organizează observații meteorologice pentru presiune, temperatură și umezeală. Din anul 1856, observațiile meteorologice sînt mai bine organizate de către Dr. Carol Davilla și Iuliu Barasch.

O dată cu înființarea Comisiei Dunărene, la Sulina începe să funcționeze o stație meteorologică, a cărei activitate a fost neîntreruptă din 1859 și continuă și astăzi.

După anul 1861, organizarea și funcționarea stațiilor meteorologice începe să fie o preocupare a intelectualității românești. În această muncă s-au remarcat profesorul Petre Poni la Iași, P. P. Aurelian la București și Șt. Hepites la Brăila. Primele observații orare, după instrucțiunile primului Congres Internațional de Meteorologie, care s-a ținut la Viena în anul 1873, s-au făcut la București și Brăila.

Între 1880 și 1882 se organizează, în principalele orașe dunărene, o rețea formată din 12 stații meteorologice. În anul 1884, la data de 30 iulie, ia ființă Institutul Meteorologic Central în cadrul Ministerului Agriculturii. Primul buletin meteorologic apare după un an, în 1885.

O mai bună organizare, atît a rețelei stațiilor meteorologice, cît și a Institutului Meteorologic al României, începe din anul 1936.

După 1944, Institutul Meteorologic Central capătă, treptat, o nouă organizare. Rețeaua de stații meteorologice se dezvoltă rapid și stațiile sînt dotate cu o instrumentație modernă.

În prezent Institutul Meteorologic se bucură de prestigiul institutelor de cercetare. În afara lucrărilor operative, de informare curentă, sînt abordate teme de cercetare. Rezultatele obținute contribuie în mod nemijlocit la sprijinul diferitelor ramuri ale economiei noastre socialiste.

§ 4. Organizarea serviciilor meteorologice

Observarea continuă a fenomenelor atmosferice s-a impus de multă vreme. Faptul a devenit o necesitate evidentă de îndată ce meteorologii şi-au dat seama că procesele atmosferice apar la scară extrem de mare şi că sînt foarte schimbătoare. Pe baza observaţiilor făcute răzleţ, nu se puteau trage concluziile cele mai apropiate de evoluţia reală a vremii.

Pornind de la aceste consideraţii şi de la necesitatea de a avea organizate puncte de observaţii în care activitatea să se desfăşoare după un program comun cu aparate şi instrumente de acelaşi tip, s-a ajuns la noţiunea de reţea de observaţii meteorologice. Pe aceste principii, o societate ştiinţifică particulară germană cu sediul la Mannheim a înfiinţat şi subvenţionat prima reţea de acest gen. În componenţa acesteia intrau 36 staţii din Europa. Nu a funcţionat decît între anii 1780—1792, oferind un material important, ce a servit ca bază de studii multor cercetători din acel timp. Observaţiile făcute de trei ori pe zi, la aceleaşi ore şi cu acelaşi tip de aparate, după aceleaşi instrucţiuni, au fost publicate periodic, fapt care a permis să fie cunoscute unor cercuri largi de oameni de ştiinţă.

După anul 1840 apar reţele de observaţii şi în alte state. În 1842, Kreyl din Praga şi Piddington din India, au avut idea de a întrebuinţa telegraful în transmiterea observaţiilor meteorologice. În anul 1856 ; în Franţa, în reţeaua observaţiilor meteorologice existau 13 staţii, iar în Rusia către anul 1872, a luat fiinţă Serviciul Vremii cu o reţea de aproximativ 30 staţii. La noi, aşa cum s-a arătat mai înainte, prima reţea organizată oficial apare între 1880 şi 1882 cu un număr de 12 staţii.

Ulterior, dezvoltarea reţelei de observaţii meteorologice a cunoscut un ritm rapid în toate statele lumii. Progresul a fost determinat şi de descoperirile din domeniul tehnicii telecomunicaţiilor. Apoi, aviaţia, marina, agricultura şi alte ramuri de activitate ale omului au solicitat, în mod permanent, serviciile meteorologiei. În aceste condiţii au luat fiinţă institute meteorologice în toate statele lumii.

§ 5. Organizaţia Meteorologică Mondială

Pentru coordonarea activităţii institutelor meteorologice s-a simţit ulterior nevoia apariţiei unui organ internaţional. Acest deziderat a fost realizat prin crearea Organizaţiei Meteorologice Internaţionale (O.M.I.), care a luat fiinţă în Europa în anul 1887. În anul 1947, la

Washington, are loc Conferința Directorilor de Institute Meteorologice, cu scopul de a se elabora o convenție prin care să se pună bazele unei noi organizații meteorologice pe plan mondial. În urma acestei conferințe, la Paris, în martie 1951, se înființează Organizația Meteorologică Mondială (O.M.M.), ca organizație specializată a Organizației Națiunilor Unite. În prezent, sînt membre ale acestei organizații un număr de 125 de state, printre care și țara noastră.

În amintirea zilei de 23 martie 1951, Comitetul executiv al Organizației Meteorologice Mondiale a hotărît, la cea de a XII-a Sesiune a sa, în luna iunie 1960, ca ziua de 23 martie, să fie socotită „Ziua Meteorologică Mondială". Din anul 1961, an de an, țările membre ale acestei organizații, prin conducerea institutelor meteorologice respective, își planifică teme ce au scopul de a populariza importanța cooperării internaționale, care stă la baza activității meteorologice.

Fenomenele atmosferice sînt fenomene migratorii, care o dată formate străbat mii și sute de mii de kilometri fără să cunoască granițe. Numai printr-o colaborare permanentă între serviciile de specialitate ale diferitelor state este posibilă urmărirea sau studierea acestor fenomene în timp și spațiu. Numai prin colaborare internațională a fost posibilă studierea meteorologică a unor vaste regiuni nelocuite, cum sînt deșerturile și ținuturile polare. Pentru studierea simultană pe scară mondială, a unor fenomene meteorologice și geofizice s-a simțit nevoia cooperării mai multor state. Se citează acțiunile întreprinse în cadrul Anului Geofizic Internațional (1957—1958), an în care s-a produs un maxim de pete solare, și Anii Internaționali al Soarelui Calm (1964 și 1965) cu un minim de pete solare, cu scopul de a fi observate simultan toate fenomenele geofizice din atmosferă și de pe suprafața terestră. Țara noastră a participat activ la toate aceste acțiuni internaționale.

În afara acestor colaborări mondiale speciale, serviciile meteorologice ale tuturor statelor fac reciproc de cel puțin șase ori în 24 ore schimburi de date relative la starea actuală și probabilă a vremii din regiunile respective.

§ 6. Importanța meteorologiei

Faptul că întreaga noastră activitate este strîns influențată de schimbările care au loc în atmosferă, că însești condițiile de viață sînt în general puternic influențate de aspectul vremii, a făcut ca meteorologia să ocupe un loc important în rîndul științelor naturii.

„Vremea" și „clima" influențează activitatea oamenilor și dirijează chiar economia regiunilor unei țări. În țările cu structură socială îna-

intată, unde la bază stă sistemul economiei planificate, sînt folosite raţional toate influenţele factorilor atmosferici. Astfel, pot fi luate măsuri corespunzătoare, care să anihileze sau să reducă pagubele ce ar putea fi produse de agenţii atmosferici diferitelor sectoare ale economiei naţionale.

Amintim numai de sprijinul acordat prin informările asupra evoluţiei timpului (sau vremii) de-a lungul rutelor aeriene şi maritime. Cîte catastrofe nu au fost evitate prin folosirea raţională, de către echipajele respective, a informaţiilor primite din partea serviciilor de avertizare meteorologică.

În agricultură, meteorologia ocupă un loc din ce în ce mai important. Cercetarea regimului termic şi de umezeală a solului, legat de diferite faze de dezvoltare biologică a plantelor, a făcut să se dezvolte o nouă ramură a acestei ştiinţe : agrometeorologia.

Medicina modernă ţine în permanenţă cont de influenţa factorilor atmosferici asupra modului cum evoluează diferitele maladii. În marile clinici, pe lîngă medici lucrează meteorologi care dau indicaţii asupra variaţiei factorilor atmosferici. Din ce în ce apar lucrări de specialitate, în care temele respective sînt tratate, ţinîndu-se seama de influenţa diferiţilor parametri atmosferici.

Amplasarea marilor construcţii publice şi industriale nu este de conceput fără cunoaşterea în prealabil a particularităţilor climatice ale regiunilor respective. Prin neluarea în consideraţie sau printr-o cunoaştere insuficientă a datelor meteorologice, au fost şi pot fi prilejuite pagube enorme.

BCU IASI / CENTRAL

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

PARTEA ÎNTÎI

CAPITOLUL I

ATMOSFERA

§ 1. Generalităţi

Atmosfera este învelişul gazos al planetei noastre, care după unii cercetători reprezintă consecinţa proceselor în urma cărora din materia cosmică s-a format, cîndva, şi Pămîntul. Ca mediu gazos, atmosfera este menţinută ca un manşon în jurul Pămîntului, datorită gravitaţiei terestre. Totuşi, la limita superioară a atmosferei, unele gaze scapă de sub influenţa acestei forţe şi trec în spaţiile interplanetare.

Masa atmosferei a fost evaluată la $52 \cdot 10^{14}$ tone. Jumătate din aceasta este concentrată pînă la înălţimea de aproximativ 5 km, iar pînă la 18—20 km înălţime se află aproape 9/10 din masa totală a atmosferei. Fenomenele meteorologice, în marea lor majoritate, nu au aşadar o extensiune verticală prea mare. În direcţie orizontală aceste fenomene cuprind însă regiuni geografice destul de întinse. Pentru deplasarea maselor de aer de la o regiune geografică la alta este nevoie de un consum enorm de energie. Schimbările vremii apar ca rezultat al acestor deplasări.

Cu mijloacele actuale, intervenţia omului în producerea fenomenelor vremii este, cel puţin deocamdată, cu totul neînsemnată. O contribuţie mai deosebită în această direcţie, din partea omului, rămîne, aşadar, o problemă de viitor.

§ 2. Compoziția aerului atmosferic

În paragraful precedent s-a arătat că atmosfera este un mediu gazos. În afară de aceasta, cu toții știm că, pe lîngă starea gazoasă în aer plutesc și alte particule materiale, cu diferite ordine de mărime. Unele se află în stare lichidă, altele în stare solidă, dar raportate la masa atmosferei acestea reprezintă la un loc o cantitate cu totul neînsemnată. În urma analizelor chimice făcute asupra probelor de aer luate din regiuni geografice cît mai diferite, atît din imediata vecinătate a suprafeței Pămîntului, cît și de la înălțimi destul de mari, s-a ajuns la concluzia că atmosfera are peste tot aceeași compoziție chimică și este alcătuită dintr-un amestec de gaze. La acest rezultat s-a ajuns excluzîndu-se diferitele particule lichide sau solide aflate în suspensie în aer. Pentru analiză se iau de obicei probe de aer uscat, adică lipsit de vapori de apă.

În aceste împrejurări aerul atmosferic reprezintă un amestec de mai multe gaze, dintre care cele mai importante sînt azotul, oxigenul și argonul. Pe lîngă acestea, în compoziția aerului mai intră în cantități mici hidrogenul, heliul, xenonul și criptonul. De asemenea, mai trebuie amintit că substanțele radioactive din scoarța Pămîntului degajă în atmosferă emanațiile lor : Radon, Thoron, Actinon. În straturile inferioare ale atmosferei, din apropierea suprafeței Pămîntului, se află în cantități foarte variabile și bioxidul de carbon.

În tabelul 1 sînt date caracteristicile componentelor aerului uscat, pînă la înălțimea de 25 km. În afara gazelor arătate în tabel, s-a amin-

Tabelul 1

Proprietățile componentelor aerului uscat

Denumirea gazelor	Densitatea g/cm³	Conținut în aer, %		Greutatea mol	T°_{er} °C	P_{cr}	T°_{f} °C
		în volum	în greutate				
Azot	0,96	78,09	75,52	28,02	−147,2	33,5	−195,8
Oxigen	1,05	20,95	23,15	32,00	−118,9	49,7	−183,1
Argon	1,38	0,93	1,28	39,94	−122,0	48,0	−185,6
Bioxid de carbon	1,53	0,03	0,05	44,01	31,0	73,0	— 79,2
Neon	1,69	$1{,}8 \cdot 10^{-3}$	—	20,18	−228,0	26,0	−246,0
Heliu	0,14	$5{,}24 \cdot 10^{-4}$	—	4,00	−257,9	2,3	−268,6
Cripton	2,87	$1{,}0 \cdot 10^{-4}$	—	84,17	— 63,0	54,0	−152,0
Hidrogen	0,07	$5{,}0 \cdot 10^{-5}$	—	2,02	−240,9	12,3	−252,5
Xenon	4,5	$8{,}0 \cdot 10^{-6}$	—	131,3	16,6	58,2	−108,6
Ozon	1,6	$1{,}0 \cdot 10^{-6}$	—	48,0	— 5,0	92,3	−111,1
Radon	7,6	$6{,}0 \cdot 10^{-18}$	—	222,0	—	—	−162,0
Aer uscat	$1{,}293 \cdot 10^{-3}$	100%	100%	28,97	−140,7	37,2	−193,0

tit mai înainte că în compoziția aerului atmosferic intră în cantități variabile și vaporii de apă. Componentele aerului atmosferic prezintă variații cu latitudinea, ceea ce se dovedește prin rezultatele din tabel, luate din mai multe puncte din emisfera nordică.

Pentru marea lor importanță în complexul fenomenelor care au loc pe suprafața Pămîntului, în întreținerea vieții animale și vegetale,

Tabelul 2

Variația componentelor gazoase ale aerului cu latitudinea

Latitudinea geografică	Azot %	Oxigen %	Argon %	Vapori de apă %	Bioxid de carbon %
Ecuator	75,99	20,44	0,92	2,63	0,02
50 °N	77,32	20,80	0,94	0,92	0,02
70 °N	77,87	20,94	0,94	0,22	0,03

trebuie amintită prezența amoniacului și a altor compuși ai azotului. De asemenea, la apariția norilor și a precipitațiilor, după cum se va vedea în capitolele respective, un rol de seamă îl au și pulberile care plutesc în aer.

§ 3. Importanța principalelor componente ale aerului

Este inutil să amintim că viața la suprafața Pămîntului, sub orice formă, depinde de compoziția aerului. Mai mult, astăzi industria găsește resurse inepuizabile de materie primă în aerul atmosferic.

Oxigenul, unul dintre principalele gaze care intră în compoziția atmosferei, constituie chezășia vieții. În industrie el stă la baza tuturor arderilor.

Azotul, singur nu întreține viața, însă amestecat într-o anumită proporție cu oxigenul, așa cum se află în aer, asigură dezvoltarea normală a vieții și temperează însușirea oxidantă a oxigenului. Azotul nu este de loc toxic. Prezența lui în sînge în cantități mai mari decît normal, conduce la „beția de azot" care poate fi periculoasă. De azot au nevoie cu deosebire plantele, care consumă anual cam 25 milioane tone (dar nu-l pot asimila direct, ci prin intermediul bacteriilor din aer). Pentru agricultură, azotul din aer constituie astfel o inepuizabilă sursă de îngrășăminte. El reprezintă cea mai importantă materie primă, care stă la baza industriei mătăsii artificiale, a materiilor colorante și a multor medicamente.

Vaporii de apă se află în aer în cantități care pot să oscileze între limite foarte largi : deasupra întinderilor mari de uscat, în anotimpul

rece, prezența lor este extrem de redusă, pe cînd în regiunile calde și umede poate deveni apreciabilă. Dăm ca exemplu situația din Siberia, unde iarna cantitatea de vapori din aer poate coborî pînă la mai puțin de $\frac{1}{1\,000}$ g/m³. În schimb, în regiunile mărilor ecuatoriale, cantitatea vaporilor de apă poate să ajungă pînă la 5% dintr-un volum dat de aer. Cea mai mare cantitate de vapori de apă aflată în atmosferă se găsește între sol și înălțimea de 5 km. În vecinătatea suprafeței terestre, o influență mare în repartiția vaporilor de apă o au latitudinea, anotimpul și curenții aerieni, pe lîngă cauzele legate de natura suprafeței terestre. Caracterul turbulent al curenților de aer asigură răspîndirea, atît în direcție orizontală, cît și verticală, a vaporilor de apă.

Bioxidul de carbon fiind un gaz mai greu decît aerul, se găsește în cea mai mare cantitate în apropierea suprafeței terestre. Din punct de vedere al repartiției, cercetările făcute au arătat că este identificat în cea mai mare proporție în regiunile industriale, unde ajunge pînă la 0,04%. Probele de aer luate deasupra mărilor nu conțin bioxid de carbon în cantități prea mult diferite față de probele luate din aerul de la suprafața uscatului.

Cantitatea de bioxid de carbon aflată în aer este variabilă și datorită influenței diferitelor procese biologice. Plantele consumă în procesul de fotosinteză bioxidul de carbon, reținînd carbonul și eliminînd oxigenul, iar omul și animalele, invers : elimină CO_2 și rețin oxigenul, pentru arderi în organism. De aceea, în aer bioxidul de carbon se află în cantitate mai mare noaptea, decît ziua. Din cauza dezvoltării industriilor, în ultimul timp s-a constatat că în aer cantitatea de bioxid de carbon a crescut cu 0,003%. În ceea ce privește repartiția cu înălțimea a bioxidului de carbon, merită a fi reținut că, mai sus de 20—30 km, prezența acestui gaz devine neglijabilă.

Ozonul reprezintă, după cum se știe, o stare alotropică a oxigenului, avînd molecula alcătuită din trei atomi de oxigen, și poate fi recunoscut prin mirosul caracteristic pe care îl imprimă aerului, după furtună. Însuși termenul de ozon înseamnă, în limba veche greacă, „puternic mirositor".

În straturile superioare ale atmosferei el se formează sub influența anumitor radiații solare din domeniul ultravioletului. În prima etapă aceste radiații acționează asupra moleculei de oxigen, disociind-o în atomi, după care atomii se unesc cîte trei, în loc de doi. Ozonul neprezentînd stabilitate moleculară se disociază ușor, trecînd din nou în oxigen.

Stratul de ozon din atmosferă nu dispare niciodată, cu toate că din punct de vedere cantitativ prezintă unele variații destul de impor-

tante, determinate de unele fenomene dinamice din troposferă ; totuşi, în medie, concentraţia lui rămîne constantă, între anumite limite.

Alte radiaţii din domeniul ultravioletului, absorbite de ozonul din atmosferă, sînt transformate în căldură. În atmosferă, cantitatea de ozon este mai mare ziua şi mai mică noaptea, iar în funcţie de anotimp este mai mare vara şi mai mică iarna. Astfel, se citează că vara în 100 m^3 de aer se găsesc 1,9 mg ozon, iar iarna 1,3 mg ozon. Stratul de ozon aflat în straturile înalte (despre care se va aminti în § 4) formează un blindaj minunat în jurul Pămîntului, ferind tot ceea ce este viu la suprafaţa acestuia de acţiunea ucigătoare a radiaţiilor solare cu lungimi de undă mici. Se apreciază că, dacă în aer nu ar exista stratul de ozon, Pămîntul s-ar preface în cîteva minute într-un pustiu lipsit de orice urmă de viaţă. Conţinutul total de ozon din stratul atmosferic respectiv nu este mare. Astfel, presupunînd că acesta ar fi transportat la sol, la tempratura de 0 °C şi la presiunea normală, ozonul atmosferic ar forma un strat de o grosime care ar oscila între 1,5 şi 4,5 mm.

În producerea şi desfăşurarea fenomenelor atmosferice, dintre gazele care au fost amintite pînă aici, un rol important îl au vaporii de apă. Fără prezenţa acestora, cea mai mare parte a fenomenelor atmosferice, care determină timpul, nu ar avea loc. În condiţii naturale, la suprafaţa Pămîntului aerul nu este niciodată pur şi uscat. Vaporii de apă, împreună cu bioxidul de carbon, au proprietatea de a absorbi căldura radiată de suprafaţa Pămîntului şi de a o menţine în straturile joase, unde sînt păstrate condiţiile favorabile vieţii. Fără aceste gaze, temperatura aerului ar scădea de la valoarea de +15 °C, temperatura medie la suprafaţa globului terestru, la —23 °C.

§ 4. Structura verticală a atmosferei

Omogenitatea unui mediu oarecare poate fi apreciată după însuşirile lui fizico-chimice. Privită din acest punct de vedere, atmosfera apare ca un mediu cu structură eterogenă, atît în direcţie orizontală cît şi verticală. Aceasta se datoreşte compoziţiei chimice precum şi distribuţiei parametrilor care o caracterizează din punct de vedere fizic : temperatura, presiunea, cantitatea de vapori de apă etc.

Deoarece majoritatea fenomenelor care au loc în atmosferă sînt fenomene fizice, în cele ce urmează va fi tratată lipsa de omogenitate a atmosferei numai sub acest aspect. Pentru atingerea acestui scop, se va face referire la o serie de fenomene caracteristice din punct de vedere fizic pentru însuşirile atmosferei.

Cercetările asupra atmosferei au început o dată cu înălţarea zmeului de către Franklin (1752). S-a descoperit apoi existenţa stratosferei

de către Teisserenc de Bort și Assmann (1899—1902), a ionosferei de către Appleton și mai tîrziu prin lansarea radiosondelor de Burreau (1927) și Molceanov (1930).

Din 1946 s-au continuat cercetările asupra atmosferei cu ajutorul rachetelor (fuzee), iar în timpul primului an geofizic internațional, în U.R.S.S. a fost lansat un satelit artificial al Pămîntului (4 octombrie 1957) în scopul cercetării straturilor înalte ale atmosferei. O dată cu această acțiune s-a deschis o nouă eră în domeniul de cercetare a atmosferei extraterestre și a spațiului cosmic.

După repartiția verticală a temperaturii aerului, în atmosferă se delimitează următoarele straturi :

— *troposfera* (începînd de la suprafața terestră pînă la înălțimea de 8—18 km, în funcție de latitudine) ;

— *stratosfera* (de la 18 km pînă la 35—45 km) ;

— *mezosfera* (deasupra stratosferei, pînă la 80—100 km) ;

— *termosfera* (de la limita mezosferei pînă la 1 000—1 200 km) ;

— *exosfera* (se extinde dincolo de termosferă, pînă la cca 3 000 km).

Între aceste straturi se află zone de tranziție, cu grosimi variabile (de la cîteva sute de metri pînă la cîțiva km). Aceste zone se numesc *tropopauza, stratopauza, mezopauza, termopauza* (fig. 1).

Se menționează că la ultima conferință a Comisiei de Geodezie și Geofizică s-au făcut următoarele recomandări asupra structurii verticale a atmosferei :

— denumirea de *stratosferă* să se atribuie numai zonelor cuprinse între tropopauză și înălțimea de 35—40 km, în care variația temperaturii aerului cu înălțimea este neglijabilă ;

— straturile cuprinse între 35 și 40 km și 80—100 km să se numească *mezosferă ;*

— noțiunea de *ionosferă* să fie folosită numai în cazul cînd se indică proprietățile electrice ale termosferei.

Ultimile cercetări au mai scos în evidență la delimitarea caracteristicilor atmosferei o împărțire în mare a acesteia și anume :

— *omosfera* (de la suprafața Pămîntului pînă la cca 100 km înălțime), caracterizată prin omogenitatea componenței sale ;

— *eterosfera,* care se întinde deasupra atmosferei pînă la peste 2 000 km înălțime și are un caracter eterogen ;

— *exosfera* (de la 2 000 km fără limită superioară stabilită), caracterizează ceea ce se numește atmosferă extraterestră.

În descrierea straturilor atmosferice se mai delimitează și alte zone sau substraturi ce vor fi amintite în cele ce urmează.

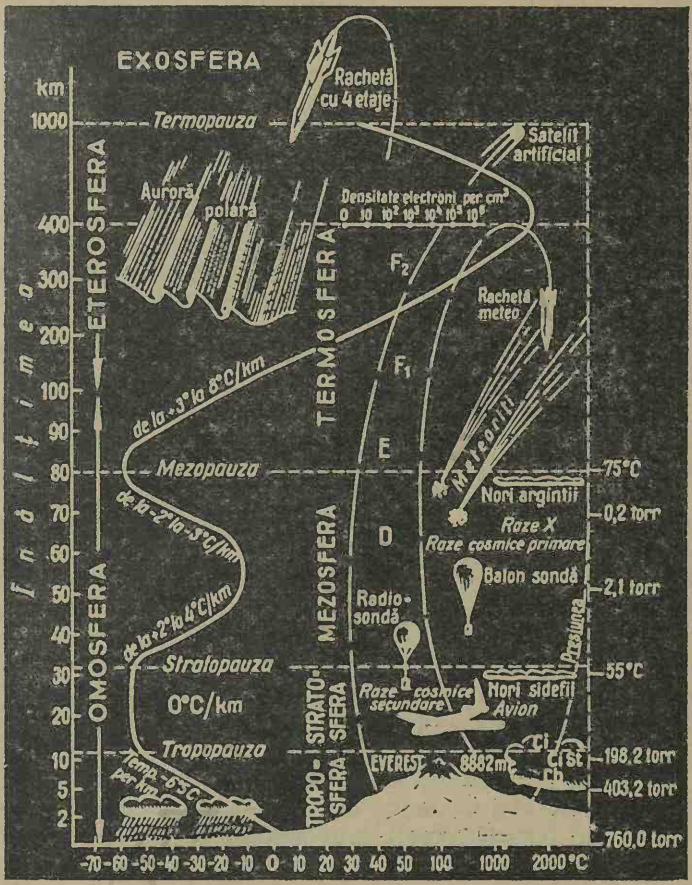


Fig. 1. Structura verticală a atmosferei.

§ 5. Caracteristicile straturilor atmosferice

Troposfera a fost numită astfel de savantul Teisseranc de Bort, de la cuvîntul grecesc „tropos" care înseamnă agitat (turbulent).

Acest strat este sediul celor mai importante fenomene meteorologice (ploi, formarea norilor, vînt etc.). În regiunea latitudinilor noastre limitele troposferei se află între 10 și 12 km.

Pe baza observațiilor întreprinse prin ascensiuni pe munte, prin intermediul aerostatelor, meteorografe de avion, radiosonde, rachete etc. s-a conchis că una din cele mai importante proprietăți ale troposferei este scăderea temperaturii cu înălțimea. Excepțiile în această repartiție a temperaturii cu înălțimea sînt : *izotermiile* în cazul în care temperatura rămîne constantă cu înălțimea și *inversiunile* de temperatură, cînd temperatura aerului crește cu înălțimea.

Sub acțiunea încălzirii sau răcirii scoarței terestre, în troposferă iau naștere cele mai complicate mișcări ale aerului atmosferic.

În troposferă se află concentrată 75% din întreaga masă a atmosferei, avînd densitatea cea mai mare, iar în jurul înălțimii de 5 km din acest strat se află 90% din cantitatea vaporilor de apă conținută de întreaga atmosferă.

Limita superioară a troposferei este definită în funcție de latitudine. Astfel în dreptul ecuatorului limita acesteia este de 18 km, în zona latitudinilor mijlocii (45°) de 10—12 km, iar în regiunea polilor troposfera se extinde numai pînă la înălțimea de 6—8 km.

Pe lîngă aceasta, înălțimea troposferei mai suferă modificări și în funcție de anotimp. Astfel în perioada caldă a anului grosimea troposferei urcă cu 2—4 km, iar în perioada rece se produce o coborîre corespunzătoare a limitei troposferei.

Ca urmare a diversității fenomenelor care au loc în troposferă, aceasta pierde caracterul de omogenitate în structura ei fizică și în consecință în troposferă apar următoarele substraturi (subzone) cu proprietăți fizice diferite :

Stratul inferior de turbulență care mai este denumit și *strat limită* se află în imediata vecinătate a suprafeței terestre și are o grosime de 1—3 km. Este stratul în care se manifestă cel mai puternic influența calorică și mecanică a suprafeței terestre. Mișcarea aerului prezintă aici caracter turbulent, atît datorită încălzirii neegale a solului, cît și din cauza frecării provocate de neregularitățile suprafeței Pămîntului. În această parte a troposferei apar norii caracteristici producerii unor însemnate cantități de precipitații.

Stratul mijlociu este cuprins între 2—7 km înălțime. Influența suprafeței terestre este resimțită mai puțin decît în stratul precedent. Totuși și la aceste altitudini se produce transportul maselor de aer și ca urmare a fenomenului de condensare se produc norii mijlocii.

Stratul superior al troposferei are înălțimea de peste 6 km și se extinde pînă la tropopauză. Influența perturbantă a suprafeței terestre se resimte și mai puțin, iar temperatura aerului este în permanență mai mică de 0 °C și ca urmare apar norii inferiori formați din cristale fine de gheață. Uneori în această parte a troposferei se extind și vîrfurile norilor de furtună.

Tropopauza sau substratosfera face trecerea între troposferă și stratosferă. Această trecere de la o regiune la alta nu se face brusc. Grosimea acestui strat este în genere de cîteva sute de metri, dar uneori poate atinge 1—1,5 km. Temperatura aerului este de obicei cuprinsă între —50 și —60 °C la latitudinile polare și mijlocii și între —70 și —80 °C la latitudinile tropicale și ecuatoriale. Înălțimea tropopauzei coboară de la ecuator spre poli. În afara fluctuațiilor anotimpuale de care s-a mai amintit, tropopauza mai suferă o serie de variații ale înălțimii sale, determinate de evoluția proceselor atmosferice la scară planetară. Fenomenul are loc odată cu deplasările maselor de aer cu proprietăți diferite (calde sau reci). În cursul unei singure zile, deasupra unei regiuni geografice oarecare, înălțimea tropopauzei poate varia cu cîțiva km.

O altă caracteristică a tropopauzei este prezența în apropierea sa, a unor curenți aerieni foarte puternici, în cuprinsul cărora sînt atinse viteze de 200 m/s denumite în literatura de specialitate curenți aerieni rapizi (jet stream) care se extind pe zeci de mii de km, iar uneori parcurg chiar întreaga emisferă.

Stratosfera. A doua regiune importantă a atmosferei este stratosfera. Ea începe de la limita superioară a tropopauzei și se extinde pînă la înălțimea de cca 35 km.

Caracteristic pentru stratosferă este faptul că temperatura aerului este în general constantă (izotermic) pînă la cca 25 km înălțime, după care începe să crească mai ales în regiunea latitudinilor mijlocii. La latitudinile mici și mari variațiile de temperatură în stratosferă sînt mult mai accentuate.

Temperatura constantă din stratosfera latitudinilor mijlocii se datorește stratului îngust de ozon de la aceste înălțimi, care absoarbe radiațiile ultraviolete.

Păturile joase ale stratosferei, precum și cele superioare ale troposferei, sînt puternic perturbate de curenții rapizi, de care s-a vorbit mai sus.

Prezența vaporilor de apă este extrem de redusă în stratosferă. Uneori, la înălțimea de 20—25 km, apar așa-numiții „nori sidefii" irizați, de culorile curcubeului. Aceștia sînt formați din cristale fine de gheață.

Mezosfera este stratul atmosferic ce se află cuprins între 35—45 km, pînă la 80—100 km înălțime și este separat de stratosferă prin zona de tranziție numită *stratopauza.*

În mezosferă au loc o serie de fenomene fotochimice. Pentru studierea proprietăților termice ale acestui strat s-au folosit metode fizice indirecte, bazate pe modul de propagare a undelor radio-acustice.

În acest strat de la 30—35 km, pînă la 55 km, înălțime, se produc creșteri accentuate ale temperaturii cu valori între 0 și 5 °C, ca urmare a absorbției exercitate de ozon asupra radiațiilor ultraviolete.

Ultima regiune a mezosferei între 55 și 80—100 km, înălțime este caracterizată de temperaturile scăzute care la limita superioară ating —75 pînă la —95 °C.

Ca urmare, apar curenții de convecție, și amestecul turbulent (fenomene similare cu cele din partea inferioară a troposferei).

Datorită acestui fapt această regiune a atmosferei mai este cunoscută și sub numele de *troposferă superioară*.

Tot la partea superioară a acestei zone atmosferice apare un fenomen curios sub formă de nori luminoși cu aspect argintiu, care pot fi văzuți de pe Pămînt numai în amurg. Acești nori sînt formați din cristale aciculare, de gheață, apa provenind de la această înălțime ca rezultat al combinației chimice a hidrogenului cu oxidul (OH) sub acțiunea catalitică a sodiului rezultat din dezintegrarea meteoriților.

Termosfera se află deasupra mezosferei de care este separată prin mezopauză. Ea ajunge pînă la înălțimea de 1 000—1 200 km.

Acest strat are următoarele particularități mai importante :

Creșterea accentuată a temperaturii aerului cu înălțimea (de la —80 °C pînă la +2 000 și chiar 3 000 °C) în prima jumătate a stratului. Explicația acestei creșteri de temperatură se datorește fenomenului de absorbție a radiațiilor de lungime mică de undă emise de Soare. În a doua jumătate a termosferei se produce o scădere a temperaturii aerului. Datele furnizate de rachetele meteorologice și de sateliții artificiali au confirmat particularitățile termice ale repartiției densității aerului la aceste înălțimi.

Existența unor enorme cantități de particule cu sarcini electrice (ioni), care imprimă acestui strat o mare conductivitate electrică și datorită acestui fapt în vechea clasificare, stratul poartă denumirea de *ionosferă*. Ionizarea puternică a acestui strat se produce ca urmare a acțiunii radiațiilor ultraviolete și cosmice, care bombardează atomii gazelor destul de rarefiate, care pierzînd electroni devin ioni pozitivi, astfel că electronii liberi imprimă stratului o accentuată conductivitate electrică, care produce perturbații în propagarea undelor radiofonice. După modul de propagare a undelor radiofonice în jumătatea inferioară a termosferei, s-au indentificat patru substaturi și anume :

— substrat *D*, situat la înălțimea de 80—85 km, care manifestă o mare putere de absorbție a undelor radiofonice, din care numai o mică porțiune este reflectată ;

— substraturile *E*—F_1 și F_2, care se află la înălțimile de 100, 220 și 320 km ; dintre acestea, substratul F_2 reflectă cel mai bine undele

radiofonice cu lungimea de undă mică, întrucît posedă electroni în cantitate mai mare.

Apariția fenomenelor luminoase cunoscute sub numele de aurore polare. Se reamintește că datorită multitudinii și diversității fenomenelor ce se produc în termosferă și mezosferă, acestea sînt înglobate în denumirea comună de *eterosferă.*

Exosfera este ultimul din straturile atmosferei terestre — separat de termosferă prin termopauză și se extinde deasupra, așa numitul *nivel critic* de la care moleculele de aer sau părțile disociate ale acestora scapă de sub influența forței de gravitație terestră și trec în spațiul interplanetar. Datorită acestui fapt, exosfera a mai căpătat și denumirea de *zonă de disipație,* întrucît ciocniri între molecule aproape că nu se mai produc de loc, iar densitatea atmosferei din această zonă este atît de mică încît se apropie de aceea a spațiilor interplanetare.

După datele transmise de sateliții artificiali ai Pămîntului, exosfera ar avea limita superioară în jurul înălțimii de 3 000 km.

În meteorologie se mai folosește și următoarea împărțire verticală a atmosferei :

— atmosfera inferioară cu limitele de la suprafața terestră pînă la înălțimea de formare a norilor. În aceasta se produc majoritatea fenomenelor meteorologice ;

— atmosfera liberă (superioară) este zona de deasupra limitei de formare a norilor.

Conform cercetărilor recente Van Allen a pus în evidență existența straturilor de particule legate de Pămînt chiar pînă la înălțimea de 100 000 km. Astfel că dincolo de exosferă s-a considerat existența unei alte zone numită magnetosferă.

Aceasta este în legătură cu cîmpul magnetic terestru constituind un adevărat rezervor al perturbațiilor magnetismului teoretic (furtuni magnetice).

§ 6. Considerații asupra înălțimii atmosferei

Rezolvarea acestei probleme a constituit o preocupare îndelungată a oamenilor de știință. Pînă în prezent nu poate fi vorba de obținerea unor rezultate absolut concludente, ca urmare a însăși naturii acestei probleme. După cum se știe aerul atmosferic, potrivit însușirilor fizice ale gazelor, nu posedă un nivel superior bine delimitat. Pe măsură ce crește altitudinea el devine din ce în ce mai rarefiat. La înălțimi foarte mari densitatea aerului se confundă cu densitatea

materiei interplanetare. Față de această situație nu se poate vorbi deci în mod logic, de anumită limită superioară a atmosferei.

Atmosfera fiind un mediu gazos, este menținută în jurul Pămîntului numai datorită forței de atracție a gravității terestre.

Cercetările în legătură cu înălțimea atmosferei au fost legate din timpurile cele mai vechi de observații făcute asupra norilor sau a altor fenomene, care se produc în straturile superioare ale atmosferei.

Astfel norii obișnuiți se formează în apropierea suprafeței Pămîntului, cei mai înalți nedepășind înălțimea le 12—15 km. În straturile mai înalte pot însă fi văzuți, uneori sub o formă și un colorit deosebit, așa-numiții nori sidefii (irizați în culorile curcubeului). Înălțimea acestor forme de nori este apreciată, în mijlociu, la 25 km.

În straturile și mai înalte sînt observate cîteodată alte forme de nori asemănători norilor cirrus. Fiind viu luminați, de culoare argintie, ce tinde ușor spre albastru, au fost denumiți nori argintii. Apariția lor pe bolta cerului este frecventă în amurg și în zori. Uneori se văd și noaptea. Englezii îi numesc „midnight clouds"=nori de miezul nopții (la latitudinile lor, unde soarele nu coboară, vara, prea mult sub orizont nici la miezul nopții). În legătură cu acest fenomen s-a putut stabili că ei sînt luminați de razele Soarelui.

Durata crepusculului a constituit o primă indicație pentru determinarea înălțimii atmosferei. Încă din secolul al VII-lea, astronomul și filozoful arab Algasen, pe baza unor calcule simple geometrice, a putut stabili că înălțimea acestor nori argintii este de ordinul a 50—55 km. Cu aceasta s-a apreciat, că la înălțimea respectivă stratul de aer poate însă difuza lumina solară în cursul crepusculului civil și chiar astronomic.

Reluate ulterior, atît observațiile, cît și calculele lui Algasen, au fost obținute date care indicau o înălțime mai mare pentru aceste apariții noroase și anume de ordinul 70—80 km. Asemenea rezultate au fost obținute de Kepler, care a imaginat o metodă de calcul bazată pe valoarea unghiului limită de 18°, cînd Soarele se află sub orizont (limita crepusculului astronomic). La valori mai mari decît acestea, norii luminoși nu mai pot fi observați și se poate considera că a început noaptea.

În ultimul timp, formarea luminii crepusculare a constituit un domeniu de observații speciale pentru un grup de cercetători sovietici, condus de savantul academician V. G. Fesencov. Cercetările lor au indicat că înălțimea limită a stratului din atmosferă, care ia parte la apariția luminii crepusculare, este mult mai mare și anume de ordinul a 280 km.

Asemenea apariţii luminoase de nori au putut fi observate nu numai în timpul crepusculului (amurg), ci şi înainte de răsăritul Soarelui, în timpul aurorei (în zori). Aceste fenomene au constituit primele criterii de apreciere a înălţimii pînă unde se întinde atmosfera, sau mai bine zis, pînă unde în mod sigur are o densitate care să determine fenomene optice, vizibile de la suprafaţa Pămîntului.

Datorită acestui fapt, trecerea de la zi la noapte şi invers, nu se face în mod brusc, ca în regiunile tropicale sau ecuatoriale. Odată cu coborîrea Soarelui sub orizont, straturi din ce în ce mai înalte ale atmosferei, difuzează lumina solară. Pe baza acestor consideraţii lumina crepusculară poate constitui aşa dar, un mijloc de sondare a atmosferei înalte.

Prezenţa aerului atmosferic la înălţimi mari este pusă în evidenţă pe seama aceluiaşi fenomen optic şi în cazul iluminării nocturne a cerului. În orele de noapte cînd Soarele a coborît mai mult de 18° sub orizont, bolta cerului pare încă luminată, iluminare care întrece densitatea de flux prevenită de la stele. Cercetările au dovedit că acest fenomen este cauzat de lumina proprie a unui strat înalt cu proprietăţi luminiscente şi a cărui înălţime este apreciată la 270—280 km.

Studierea straturilor înalte ale atmosferei a fost legată în ultimul timp şi de studiul aurorelor polare a căror extindere în înălţime a fost estimată la 1 200 km.

Un alt indiciu pentru determinarea grosimii atmosferei terestre îl constituie traiectoriile meteoriţilor. O dată pătrunse în sfera de atracţie a Pămîntului, aceste corpuri ce cad cu viteze cosmice (20—100 km/s) ajung în straturi cu densităţi din ce în ce mai mari şi devin incandescente în urma frecării cu aerul. Ele apar pe cer ca nişte stele căzătoare. Cu ajutorul fotografierii lor, s-au făcut studii referitoare la densitatea şi compoziţia straturilor de aer în care apar şi în care se sting meteoriţii. Limitele acestor straturi sînt cuprinse între 70 şi 120 km.

De pătrunderea meteoriţilor în atmosfera terestră sînt legate o serie de alte fenomene, cum ar fi dîrele incandescente ale stelelor căzătoare observate noaptea. Traiectoriile acestor particule pot da indicaţii asupra direcţiilor de deplasare a curenţilor aerieni în păturile înalte ale atmosferei.

S-a arătat mai înainte, că datorită forţei de atracţie terestră, aerul atmosferic este menţinut ca un manşon în jurul globului pămîntesc. Straturile inferioare ale atmosferei sînt astfel antrenate în mişcarea de rotaţie a Pămîntului, avînd cea mai mare densitate în apropierea acesteia.

Pe măsură ce înălţimea creşte, densitatea aerului scade, iar la înălţimi care depăşesc cîteva sute de kilometri, devine atît de negli-

jabilă, încît noțiunea de gaz, așa cum o avem în mod obișnuit nu mai are sens. Distanța între moleculele lor la înălțimea de 700—800 km este de ordinul a cîtorva sute de metri, adică gradul de rarefiere depășește pe al celui mai înaintat vid obținut în laboratoarele de fizică.

O dată cu creșterea înălțimii scade și presiunea atmosferică.

Legea generală a descreșterii presiunii atmosferice și a densității (ρ) cu înălțimea, este valabilă între aceleași limite ca și în cazul, gazelor.

Așa dar, pînă la înălțimea pentru care ecuațiile generale ale gazelor sînt aplicabile și aerului atmosferic, se poate folosi legea descreșterii cu înălțimea a presiunii *(p)* și a densității *(ρ)*.

Relația rezultă din ecuația (vezi capitolul presiunea atmosferică), care stabilește legătura dintre variația presiunii aerului cu înălțimea și care arată că aceste elemente descresc cu înălțimea după o lege exponențială.

$$p_z = p_0 e^{-\frac{z}{8\,000}}$$

și

$$\rho_z = \rho_0 e^{-\frac{z}{8\,000}}. \qquad (I.1)$$

Pentru temperatură mijlocie $t_m = 0$ °C a stratului de aer, valoarea presiunii atmosferice p va scădea de e ori pentru înălțimea de 8 km, de 10 ori la înălțimea $z = 2{,}3 \cdot 8 = 18{,}4$ km ; de 100 ori la înălțimea de 36 km etc.

Așadar, dacă $p_1 = 1\,000$ mb, $p_8 = 370$ mb, $p_{18} = 100$ mb, $p_{36} = 10$ mb, iar la înălțimea de 54 km presiunea aerului este de aproximativ egală cu 1 mb.

Din aceste date rezultă că descreșterea cu înălțimea, atît a presiunii, cît și a densității aerului se face foarte repede.

La latitudinele noastre valoarea ce s-a luat pentru $t_m = 0$ °C, este valabilă în perioada caldă a anului. Pentru temperaturi mijlocii mai joase, se înțelege că descreșterea cu înălțimea a densității aerului va fi și mai accentuată. Cu toate acestea, pe baza proceselor fizice, menționate mai înainte, extensiunea verticală a atmosferei este confirmată pînă la înălțimi mult mai mari (1 000—1 200 km), de la care nu se mai constată nici un fenomen fizic legat de existența gazelor.

Pe considerații teoretice, problema determinării limitei superioare a atmosferei, a fost atacată de către cercetătorul ceh Smoluchovski. Principiul acestei metode se bazează pe considerentul că la o anumită distanță de centrul Pămîntului, forța de atracție a gravitației terestre va trebui să fie echilibrată de forța centrifugă. Pentru a

determina înălțimea limitei superioare a atmosferei, autorul a presupus că moleculele aerului se mișcă cu aceeași viteză unghiulară (ω) ca și a Pământului ($\omega = 7{,}29 \cdot 10^{-5}\ s^{-1}$).

În aceste condiții, Smoluchovski a stabilit pentru planul ecuatorial următoarea relație

$$z = \sqrt[3]{\frac{g_0 r^2}{\omega^2}}, \qquad (I.2)$$

în care : $g_0 = 978\ cm/s^2$;

r este raza Pământului $= 6{,}37 \cdot 10^8$ cm.

Cu ajutorul acestei relații s-a găsit că înălțimea limită a atmosferei va trebui să fie situată la aproximativ 42 000 km deasupra ecuatorului.

Pentru regiunile polare, pe baza aceloraşi raționamente, a fost stabilită înălțimea limită de aproximativ 28 000 km.

Datele obținute de Smoluchovski, în legătură cu determinarea limitei superioare a atmosferei, prezintă interes mai mult sub aspectul modului original de atăcare al acestei probleme. La înălțimile indicate de acest autor nu mai poate fi vorba de existența unui mediu gazos cu o oarecare continuitate, ci doar de existența unor molecule distanțate la mii sau sute de mii de kilometri, molecule care se rătăcesc prin spațiul cosmic.

O altă cale teoretică de stabilire a înălțimii atmosferei se bazează pe presupunerea că, pentru a scăpa din sfera de atracție a Pământului sau a oricărei alte planete, moleculele unui gaz trebuie să atingă așa-numita viteză critică sau parabolică.

În cazul Pământului, această viteză s-a calculat cu ajutorul relației

$$V = \sqrt{2gr} \simeq 11\ km/s.$$

Pentru determinarea vitezei mijlocii a mișcării moleculare se folosește relația

$$V^2 = \frac{3RT}{M}, \qquad (I.3)$$

în care :

R este constanta gazelor ;
T — temperatura absolută (în grade Kelvin) ;
M — greutatea moleculară a gazului.

Din relația de mai sus rezultă, că viteze mari pot fi atinse la temperaturi ridicate și în cazul gazelor cu greutate moleculară mică.

Maxwell a arătat, că în condiții obișnuite atingerea vitezei critice poate avea loc în cazul oxigenului la viteză mijlocie de 2 659,6 km/h. La această valoare se ajunge folosind expresia următoare

$$V=\frac{3\cdot 8\,314\cdot 10^{7}\cdot 293{,}15}{32\,000}=46\,100\ \text{cm/s}=461\ \text{m/s}.$$

În straturile superioare ale atmosferei, unde temperatura este apreciată de la 700—800 °C, iar gazele extrem de rarefiate, viteza critică poate fi ușor atinsă, mai ales în cazul gazelor ușoare.

Pe aceste considerente se bazează existența unui strat în care gazele componente ale atmosferei difuzează în mod continuu în spațiul cosmic. Înălțimea acestui strat corespunde limitei superioare a atmosferei.

Din faptul că la limita superioară a atmosferei se produce un fenomen permanent de disipație a gazelor în mediul cosmic, nu se poate trage concluzia că Pămîntul ar putea rămîne cîndva fără atmosferă. Fenomenul menționat decurge extrem de încet, iar pierderea este compensată în permanență prin emanațiile gazoase din scoarța terestră și a erupțiilor vulcanice.

§ 7. Densitatea aerului

Din cunoștințele elementare de fizică, ne amintim că prin densitatea unui corp se înțelege masa unității de volum a acelui corp. Prin densitatea aerului vom înțelege, așa dar, raportul dintre masa de aer cuprinsă într-un volum dat și acel volum.

În cazul unui gaz oarecare, expresia densității lui, se poate afla în funcție de temperatură și presiune. Legea lui Gay-Lussac ne dă legătura dintre aceste elemente, în cazul în care vom considera că volumul gazului respectiv este menținut constant.

Dacă facem să varieze atît volumul cît și presiunea ajungem la relațiile

$$pV=p_0V_0(1+\alpha t)$$

sau

$$p_1V_1=p_0V_0(1+\alpha t).$$

Legătura dintre volum și densitate este

$$V=\frac{m}{\rho}\ \text{și}\ V_0=\frac{m}{\rho_0}.$$

Dacă aceste două relații le înlocuim în prima din cele două expresii precedente, vom obține

$$\frac{p}{\rho} = \frac{p_0}{\rho_0}(1+\alpha t)$$

sau

$$p\rho_0 = p_0\rho(1+\alpha t)$$

de unde

$$\rho = \frac{\rho_0}{p_0} \cdot \frac{p}{1+\alpha t}\ \text{g/cm}^3. \qquad \text{(I.4)}$$

Cu ajutorul acestei relații putem afla densitatea unui gaz, dacă îi cunoaștem densitatea ρ_0 la $t=0°$ și presiunea p_0.

În practică, presiunea aerului, sau a oricărui gaz, se exprimă prin înălțimea coloanei de mercur citite la barometru. Cu alte cuvinte, între valoarea presiunii și înălțimea coloanei de mercur există proporționalitate directă

$$\frac{p_0}{p} = \frac{b_0}{b},$$

înțelegînd prin b_0 și b înălțimea coloanei de mercur citită la barometru, exprimată în mm coloană de mercur (mm Hg).

Ținînd seama de relația (I.4) se obține

$$\rho = \frac{\rho_0}{b_0} \cdot \frac{b}{1+\alpha t}\ \text{g/cm}^3. \qquad \text{(I.5)}$$

Densitatea aerului ρ_0, la 0 °C și $b_0=760$ mm Hg este de 0,001293 g/cm³.

Înlocuind aceste valori, expresia precedentă (I.5) va deveni

$$\rho = \frac{0{,}001293}{760} \cdot \frac{b}{1+\alpha t}\ \text{g/cm}^3. \qquad \text{(I.6)}$$

Se obține astfel o relație care permite aflarea densității aerului uscat la o anumită presiune p și la temperatura t, în funcție de densitatea lui la presiunea normală p_0 și t_0.

Pentru un gaz oarecare, de densitate ρ, vom avea

$$\rho' = \rho \cdot d, \qquad \text{(I.7)}$$

în care d este densitatea relativă a acelui gaz în raport cu densitatea aerului uscat

$$d = \frac{\rho'}{\rho}.$$

Astfel vom putea scrie că densitatea unui gaz oarecare va fi dată de expresia următoare

$$\rho' = d \frac{0{,}001293}{b_0} \cdot \frac{b}{1+\alpha t} \text{ g/cm}^3. \tag{I.8}$$

§ 8. Densitatea aerului umed

În mod normal aerul atmosferic posedă întotdeauna o cantitate oarecare de vapori de apă. Vaporii de apă sînt mai ușori decît aerul și densitatea vaporilor de apă, în raport cu densitatea aerului uscat, este 0,622 g/cm³.

Densitatea aerului umed se poate deduce conform relației :

$$\rho_{umed} = \rho_{uscat} + \rho_{vapori}.$$

Deoarece presiunea totală a aerului la un moment dat este alcătuită din presiunea aerului uscat și presiunea exercitată de vaporii de apă ce-i conține, se poate scrie

$$p_{tot} + p_{uscat} + p_{vap}$$

de unde

$$p_{uscat} = p_{tot} - p_{vap}.$$

Notîndu-se cu e presiunea exercitată de vaporii de apă (sau tensiunea lor) se obține

$$p_{uscat} = p_{tot} - e.$$

Densitatea aerului uscat, ρ_{uscat}, va fi

$$\rho_{uscat} = \frac{p_{tot} - e}{RT} \tag{I.9}$$

iar densitatea vaporilor de apă

$$\rho_{vapori} = 0{,}622 \cdot \frac{e}{RT} \tag{I.10}$$

în care

$$\frac{\rho_{vapori}}{\rho_{uscat}} = 0{,}622.$$

La aceste formule s-a ajuns plecînd de la relația lui Clapeyron, în care s-a făcut înlocuirea volumului în funcție de densitate.

Densitatea aerului umed va fi egală cu densitatea aerului uscat plus densitatea vaporilor de apă adică

$$\rho_{umed} = \rho_{uscat} + \rho_{vapori} = \frac{P_{tot} - e}{RT} + 0{,}622 \frac{e}{RT}$$

de unde

$$\rho_{umed} = \frac{p_{tot} - (1 - 0{,}622)\, e}{RT} \tag{I.11}$$

relație din care după operațiile respective rezultă

$$\rho_{umed} = \frac{p_{tot} - 0{,}378\, e}{RT} \tag{I.12}$$

sau

$$\rho_{umed} = \frac{p_{tot}}{RT} - \frac{0{,}378\, e}{p_{tot}} \cdot \frac{p_{tot}}{RT},$$

de unde, dacă se dă ca factor comun $\frac{p_{tot}}{RT}$, se obține

$$\rho_{umed} = \frac{p_{tot}}{RT}\left(1 - \frac{0{,}378\, e}{p_{tot}}\right). \tag{I.13}$$

Această formulă este similară cu aceea pentru aflarea densității aerului uscat, și care rezultă din ecuația lui Clapeyron

$$pv = RT;$$

considerînd volumul specific $v = \frac{1}{\rho}$, vom avea

$$\frac{p}{\rho} = RT$$

de unde

$$\rho = \frac{p}{RT},$$

cu deosebirea că în relația (I.13) mai intervine termenul din paranteză, termen care se referă la vaporii de apă aflați în atmosferă.

În tabelul 3 este dată legătura dintre umezeală, temperatură și densitatea aerului pentru presiunea de 1 000 și 900 mb.

Tabelul 3

Temperatura / Presiunea atmosferică	Aer uscat		Aer saturat cu vapori			
	−20°	0°	+20°	−20°	0°	+20°
1 000 mb	1,376	1,276	1,190	1,375	1,273	1,180
900 mb	1,239	1,148	1,070	1,239	1,145	1,061

Din acest tabel rezultă că densitatea aerului umed este mai mică decît a aerului uscat.

§ 9. Variația densității aerului cu înălțimea

Repartiția densității aerului cu înălțimea este determinată de legea distribuției presiunii atmosferice, a temperaturii aerului și de prezența vaporilor de apă. Densitatea aerului se schimbă, de la un moment la altul, în funcție și de pătrunderea maselor de aer cu origini diferite, care se succed rapid în deplasarea lor, de la o regiune la alta.

Ecuația fundamentală a gazelor, ce stabilește legătura între elementele care determină mersul densității aerului cu înălțimea, este de forma

$$\rho = \frac{p}{RT}.$$

Atît presiunea cît și temperatura aerului sînt mărimi care descresc, în general, cu înălțimea dar din relația precedentă se observă însă, că aceste mărimi acționează în mod diferit asupra densității aerului.

De variația acestor elemente depinde distribuția densității aerului cu înălțimea. Temperatura aerului o influențează esențial, deoarece prezintă însemnate abateri de la o zi la alta în repartiția ei cu înălțimea. În cursul unui an densitatea aerului are următorul mers cu înălțimea :

— pînă la 8 500 m, densitatea este mai mare iarna, decît vara ;

— peste 8 500 m densitatea aerului este mai mare vara, decît iarna ;

— la înălțimea de 8 500 m densitatea aerului se menține mai mult constantă.

În tabelul 4 sînt date cîteva cifre semnificative, referitoare la observațiile făcute asupra densității aerului în partea de nord-vest a Europei.

Tabelul 4

Determinări asupra densității aerului

Altitudinea m \ Densitatea aerului gr/dm³		Iarna	Vara
nivelul mării	0	1,228	1,220
	8 500	0,500	0,600
	16 000	0,162	0,172

§ 10. Noțiuni elementare despre masele de aer

S-a arătat că atmosfera nu este un mediu omogen. Lipsa de omogenitate se resimte nu numai în direcție verticală, ci și în plan orizontal. Elementele, sau factorii atmosferici (presiunea, temperatura, umiditatea aerului etc.), care caracterizează aspectul vremii, suferă variații însemnate, atît în timp, cît și de la o regiune la alta. La aceasta contribuie repartiția neegală a energiei solare pe suprafața Pămîntului, întinderile mari de uscat și ape, circulația aerului etc. În urma acestor influențe apar în partea inferioară a atmosferei (în tropopauză), regiuni bine determinate în care vremea prezintă în general cam aceleași aspecte în tot cuprinsul ei. De la o localitate la alta, în cuprinsul acestora nu apar variații însemnate în distribuția orizontală a acestor elemente.

Porțiunile de aer din atmosfera inferioară, în care elementele meteorologice nu suferă variații însemnate în direcție orizontală și în care vremea păstrează cam același aspect au fost denumite *mase de aer.*

Formarea maselor de aer este condiționată, după cum am arătat mai sus, de repartiția energiei solare, de natura suprafeței terestre, de circulația aerului.

Ca dimensiuni, o masă de aer poate acoperi sute de mii de kilometri pătrați, iar ca extensiune verticală de la 1—2 km, pînă la limita superioară a atmosferei. În emisfera nordică locul de formare a maselor de aer (originea lor) este bazinul arctic, regiunile polare și cele tropicale.

În aceste regiuni, masele de aer iau naștere datorită prezenței îndelungate a centrilor de mare presiune (anticicloni) sau maxime barometrice.

Circulația aerului ajută la deplasarea maselor de aer purtîndu-le de la o regiune la alta. O dată cu deplasarea maselor de aer se produc modificări însemnate și în evoluția vremii.

Proprietățile maselor de aer sînt determinate de însușirile elementelor care le caracterizează : temperatura, precum și gradul de umezeală al aerului. S-a observat că în cursul deplasării maselor de aer, unele elemente se schimbă ușor, altele din contra sînt mai conservative. Temperatura aerului, de exemplu, în straturile inferioare, este o mărime extrem de variabilă, în timp ce umezeala (conținutul în vapori de apă) este destul de conservativă, pînă la producerea fenomenului de condensare.

Așa dar, orice masă de aer este caracterizată de o anumită distribuție a elementelor meteorologice în cuprinsul ei. Ori de cîte ori se

observă salturi însemnate (variații) într-o anumită regiune în evoluția acestor elemente, înseamnă că se produce înlocuirea masei de aer și concomitent cu aceasta se va produce și schimbarea vremii în cuprinsul regiunii geografice respective.

În clasificarea maselor de aer, au fost introduse mai multe criterii, dar nu se vor aminti, deocamdată, decît criteriul geografic și cel termic, urmînd ca problema maselor de aer să fie reluată mai detaliat în cele ce urmează.

Din punct de vedere geografic, masele de aer au fost împărțite în mase de aer arctic, formate în bazinul arctic, mase de aer polar, tropical și ecuatorial. Masele de aer ecuatoriale nu afectează aspectul vremii la latitudinele noastre.

Natura suprafeței terestre se manifestă puternic în proprietățile maselor de aer. Pentru aceasta la fiecare masă de aer s-a adăugat specificația de maritimă sau continentală. Astfel masa de aer formată în regiunile polare, poate fi denumită, după însușirile imprimate de natura suprafeței terestre, polară sau continentală. Din punct de vedere termic, masele de aer au fost împărțite în mase de aer cald și mase de aer rece.

§ 11. Atmosfera standard

O comisie internațională de aviație a propus definirea unei așanumite atmosfere „standard" la care să se refere datele care urmează a fi folosite în diferite domenii de activitate.

După această definiție, atmosfera standard trebuie să satisfacă următoarele caracteristici :

a) să aibă compoziție omogenă cu înălțimea ;

b) aerul să fie perfect uscat ;

c) temperatura aerului, la nivelul mării, să fie de 15 °C (288 °K), iar scăderea cu înălțimea să se facă uniform cu 6,5 °/km pînă la altitudinea de 11 000 m după legea

$$T=(15^\circ - 0{,}0065\, h) ;$$

d) peste 11 000 m temperatura aerului se consideră constantă și egală cu —56,5 °C ;

e) presiunea atmosferică este de 10,332 kgf/cm^2, sau 1 013,2 mb, iar greutatea unui metru cub de aer este de 1,226 kgf ;

f) valoarea lui g (accelerația gravitației terestre) este de 980,62 cm/s^2, la latitudinea de 45°.

CAPITOLUL II

PRESIUNEA ATMOSFERICĂ

Faptul că aerul atmosferic prezintă o greutate a fost lămurit abia în anul 1643, prin cunoscuta experiență a lui Torricelli.

Deci, dacă aerul prezintă o greutate (1 litru de aer în condiții normale cîntărește 1,293 gf), urmează că în atmosferă stratele superioare de aer apasă asupra celor inferioare, comprimîndu-le. Pentru stabilirea echilibrului trebuie ca forța elastică a moleculelor dintr-o masă de aer să fie egală cu apăsarea pe care aceasta o suportă. Deducem că această forță elastică este echivalentă cu presiunea.

În meteorologie se folosește numai noțiunea de presiune atmosferică (sau a aerului) de la un nivel oarecare. Aceasta reprezintă greutatea coloanei de aer cu secțiunea de 1 cm^2 și cu înălțimea măsurată de la nivelul respectiv pînă la limita superioară a atmosferei.

Presiunea aerului este rezultatul bombardamentului moleculelor de aer pe suprafața corpului cu care aerul vine în contact.

§ 1. Noțiuni generale

Efectul greutății aerului pe suprafața Pămîntului, se traduce prin presiunea atmosferică.

Presiunea P este forța F ce se exercită pe unitatea de suprafață S, adică

$$P = \frac{F}{S} \text{ (dyn/cm}^2\text{)}.$$

Se știe că în cazul experienței lui Torricelli, presiunea atmosferică echilibrată de o coloană de mercur, avînd volumul V și densitatea 13,59 gf/cm^3. Masa acesteia va fi

$$m = V \cdot \rho,$$

iar greutatea G

$$G = F = V \cdot g \cdot \rho.$$

Deoarece înălțimea coloanei de mercur este 76 cm și secțiunea ei de 1 cm^2, presiunea atmosferică va fi dată de relația

$$p = \frac{G}{S} = \frac{V \cdot \rho}{S} = \frac{76 \text{ cm} \cdot 1 \text{ cm}^2}{1 \text{ cm}^2} \cdot \frac{13{,}59 \text{ gf}}{\text{cm}^3} = 1\,032{,}84 \text{ gf/cm}^2 \approx 1 \text{ kgf/cm}^2.$$

Presiunea de 1 kgf/cm^2=98 066,5 Newton/m^2=0,980665 bar este cunoscută în practică sub numele de atmosferă (at).

Se deduce că greutatea întregii atmosfere ar fi deci echivalentă cu greutatea unui strat de mercur gros de 76 cm, care ar înconjura Pământul, adică $52 \cdot 10^{14}$ tf.

Menționăm că asupra unui om de talie mijlocie presiunea atmosferică pe care o suportă acesta este de 17 000 kgf.

§ 2. Unități de măsură ale presiunii atmosferice

În practica meteorologică se folosesc două unități de măsură a presiunii atmosferice și anume : barye și torr.

$$1 \text{ barye} = 1 \text{ dyne/cm}^2 = 1{,}01972 \cdot 10^{-6} \text{ kgf/cm}^2.$$

Întrucît barya este o unitate prea mică, nu satisface necesitățile curente ale meteorologiei și industriei, s-au adoptat multiplii acesteia :

$$1 \text{ bar (megabarya)} = 1\,000\,000 \text{ dyne/cm}^2 \text{ (barye)}.$$

În practica meteorologică se folosește însă

$$1 \text{ milibar (mbar)} = 1\,000 \text{ dyne/cm}^2 \text{ (barye)}.$$

Presiunea atmosferică normală p considerată la nivelul mării și la temperatura de 0 °C se exprimă prin relația

$$p = 76 \cdot 13{,}59 \cdot 980{,}62 \text{ barye} = 1\,013{,}25 \text{ mbar}.$$

De obicei aparatele pentru măsurarea presiunii sînt gradate în milimetri coloană de mercur, unitate care în amintirea lui Torricelli s-a numit torr (notație internațională).

Exprimarea presiunii într-una din aceste unități se face ușor, ținînd seama de faptul că

760 mm col. · Hg (torr) corespund la 1 013,3 mbar

și

750,8 mm col. Hg corespund la 1 000 mbar.

Astfel că se pot stabili rapoartele de transformare

$$\frac{750}{1\,000} = \frac{3}{4} \quad \text{sau} \quad \frac{1\,000}{750} = \frac{4}{3},$$

adică efectuarea transformării presiunii exprimată în torr în mbar este rezultatul multiplicării valorii respective a presiunii cu 4 și apoi se divide cu 3 și invers.

Exemplu

$$650 \text{ torr } \frac{4}{3} = 866{,}6 \text{ mbar},$$

și

$$866{,}6 \text{ mbar } \frac{3}{4} = 650 \text{ torr}.$$

Pe baza rapoartelor sus amintite pentru nevoile curente se întocmesc tabele care permit transformarea presiunii dintr-o unitate într-alta.

§ 3. Variațiile presiunii atmosferice

Presiunea atmosferică nu este o mărime constantă. Aceasta prezintă variații atît în direcție verticală (cu altitudinea) cît și în direcție orizontală.

De asemenea presiunea mai prezintă variații periodice: zilnică și anuală strîns legate și de variațiile temperaturii aerului atmosferic.

a. **Variația presiunii atmosferice cu înălțimea.** Stațiile meteorologice sînt instalate la diferite altitudini, față de nivelul mării. Cum presiunea atmosferică depinde de înălțime, urmează ca valorile presiunii măsurate la diferite stații să se deosebească între ele, din cauza diferenței de nivel dintre acestea.

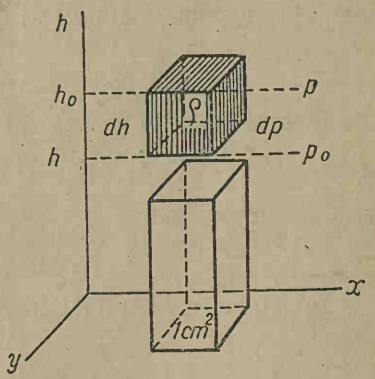


Fig. 2. Variația presiunii atmosferice cu înălțimea.

Pentru a stabili modul cum variază presiunea atmosferică cu înălțimea, să considerăm o coloană de aer cu secțiunea de 1 cm².

Notăm cu p_0 presiunea la baza coloanei, adică la înălțimea h și cu p presiunea la partea superioară a coloanei la înălțimea h_0.

Dacă se notează cu ρ densitatea aerului din coloana de aer, considerată, atunci variația presiunii $p_0 - p = dp$ se va putea exprima ca

fiind egală cu greutatea coloanei de aer cu înălțimea $h_0—h=dh$ și cu suprafața de 1 cm², adică

$$p_0—p=\rho g(h_0—h) \tag{II.1}$$

sau

$$dp=-\rho g\, dh \tag{II.2}$$

cu semnul minus, deoarece presiunea scade cu înălțimea.

Relația (II.2) exprimă deci variația presiunii atmosferice cu înălțimea.

Pentru a ilustra mai bine această variație, se va integra relația (II.2), între limitele inferioară și superioară ale presiunii și înălțimii, considerate ca mărimi variabile și vom avea

$$\int_p^{p=0} dp=-\rho g\int_{h=0}^{h} dh, \tag{II.3}$$

în care se consideră că ρ și g (accelerația gravitației) sînt mărimi constante într-o atmosferă omogenă.

Prin rezolvarea ecuației (II.3) se găsește că

$$p=\rho gh, \tag{II.4}$$

din care se poate deduce valoarea h, înălțimea atmosferei omogene

$$h=\frac{p}{\rho g}. \tag{II.5}$$

Conform relației lui Clapeyron

$$pV=RT; \tag{II.6}$$

dacă se consideră $V=\frac{1}{\rho}$, se obține

$$p=\rho RT; \tag{II.7}$$

prin înlocuire în relația (II.4) se obține

$$\rho gh=\rho RT, \tag{II.8}$$

din care se poate deduce înălțimea atmosferei omogene în funcție de temperatură, adică

$$h=\frac{RT}{g}; \tag{II.9}$$

prin înlocuirea literelor cu valorile numerice pentru condițiile standard

$$T_0=273^\circ;\ g_{45}=980{,}6 \text{ și } R=287\cdot 10^4.$$

Se obține

$$h = \frac{287{,}10^4 \cdot 273}{980{,}6} = 799\,100 \text{ cm}. \qquad \text{(II.10)}$$

Această ultimă relație dovedește că în atmosfera omogenă (cu densitatea constantă pe verticală) înălțimea ei ar fi egală cu cca 8 000 m.

Pentru a dovedi că înălțimea atmosferei este dependentă de temperatura t° și că suferă variații sub influența acesteia, în relația (II.9) se fac următoarele transformări

$$h = \frac{RT_0}{g_{45}} \cdot \frac{T}{T_0} \cdot \frac{g_{45}}{g} \qquad \text{(II.11)}$$

în care $\frac{T}{T^0} = 1 + \alpha t$ și $\alpha = \frac{1}{273}$, iar $\frac{g_{45}}{g}$ apare ca o mărime a cărei valoare depinde de latitudinea geografică φ și de înălțimea deasupra nivelului mării.

Pentru $\frac{g_{45}}{g}$ s-a găsit

$$\frac{g_{45}}{g} = (1 - 0{,}0026 \cdot \cos 2\varphi)\ (1 + \beta h) \qquad \text{(II.12)}$$

în care :

$\beta = 0{,}000000314$ pentru o atmosferă normală ;

$\beta = 0{,}000000196$ pentru localitățile de la munte.

Relația (II.11) se mai poate scrie sub forma

$$h = 7\,991\ (1 + \alpha t)\ (1 - 0{,}0026 \cdot \cos 2\varphi) \cdot (1 = \beta h) \qquad \text{(II.13)}$$

în care h este o constantă.

Dacă în relația (II.2) se înlocuiește valoarea lui ρ dedusă din relația lui Clapeyron ($p = \rho RT$) se ajunge la ecuația

$$\frac{dp}{p} = \frac{g dh}{RT}. \qquad \text{(II.14)}$$

Dacă în această relație se consideră temperatura constantă, atmosfera va fi izotermă.

Prin integrarea relației (II.14) se obține

$$\ln \frac{p_0}{p} = \frac{g}{RT} h \qquad \text{(II15)}$$

de unde se obține înălțimea atmosferei considerată ca izotermă

$$h = \frac{RT}{g} \ln \frac{p_0}{p}. \qquad \text{(II.16)}$$

Această relație se poate scrie și sub forma

$$h=8\,000\,(1+\alpha t)\,\ln\frac{p_0}{p} \qquad \text{(II.17)}$$

în care se consideră că g este constant.

Trecînd de la logaritmii naturali la cei zecimali, relația (II.17) devine

$$h=18\,400\,(1+\alpha t)\,\lg\frac{p_0}{p}. \qquad \text{(II.18)}$$

Relațiile de mai sus au fost formulate de Laplace și stabilesc legătura între presiune, temperatură și altitudine. Acestea au aplicații și în cazul atmosferei reale (în care temperatura variază cu înălțimea).

Relația stabilită de Laplace a fost completată de Rullmann, care a ținut seama de variația lui g și de influența umezelii aerului, adică

$$h=18\,400\,\lg\frac{p_0}{p}(1+\alpha t)\left(1+0{,}378\frac{e}{p}\right)(1+0{,}0026\cos 2\varphi)\,(1+\beta C). \qquad \text{(II.19)}$$

Dacă se consideră două puncte situate pe aceeași verticală la altitudinile h_1 și h_2 și avînd respectiv presiunile p_1 și p_2 ($p_1>p_2$ și $h_1<h_2$), în acest caz relația (II.18) va căpăta forma următoare

$$h_2-h_1=18\,400\,(1+\alpha t_m)\,\lg\frac{p_1}{p_2}, \qquad \text{(II. 20)}$$

în care t_m reprezintă temperatura medie a stratului cuprins între cele două puncte.

Ecuația (II.20) se mai poate exprima și astfel

$$\lg\frac{p_1}{p_2}=\lg\,10^{\frac{h_2-h_1}{18\,400\,(1+\alpha t_m)}}$$

sau încă

$$p_1=p_2\cdot 10^{\frac{h_2-h_1}{18\,400\,(1+\alpha t_m)}}, \qquad \text{(II.21)}$$

care poartă numele de *formulă hipsometrică*. Aceasta permite calcularea valorilor presiunii în funcție de înălțime, precum și pentru reducerea presiunii la nivelul mării.

Relația lui Babinet, este mai simplă și se utilizează în aceleași scopuri, ca și aceea a lui Laplace, însă pentru înălțimi ce nu depășesc 2 000 m (și deci presiuni pînă la 600 torr).

Această relație este de forma următoare

$$h=h_1-h_0=16\,000\,(1+\alpha t_m)\frac{p_0-p}{p_0+p} \qquad \text{(II.23)}$$

care se mai poate scrie

$$h = 8\,000 \frac{2(p_0 - p)}{p_0 + p}(1 + 0{,}004\, t_m). \qquad \text{(II.24)}$$

Expresia lui Babinet servește : 1) pentru aflarea diferenței de nivel între două puncte ; 2) pentru reducerea presiunii la nivelul mării ; 3) pentru determinarea treptei barice.

Primele două probleme se rezolvă identic ca și în cazul expus mai sus.

Pentru determinarea treptei barice, adică a diferenței de înălțime Δh care corespunde unei variații a presiunii pe verticală de 1 torr, se utilizează relația (II.24) în care diferența de presiune $p_0 - p_1 = 1$ torr, iar suma $p + p = 2p$ și deci

$$\Delta h = 8\,000 \frac{2 \cdot 1}{2p_0}(1 + \alpha t_m) = \frac{8\,000}{p_0}(1 + \alpha t_m) \qquad \text{(II.25)}$$

care exprimă valoarea treptei barice.

Se deduce că treapta barică în atmosfera izotermă depinde de valoarea presiunii atmosferice. Cu cît presiunea crește, cu atît valoarea treptei barice se micșorează.

Tabelul 5

Variațiile treptei barice în mbar/m în funcție de temperatură și presiune

Temperatura / Presiunea	−40°	−20°	0°	20°	40°
1 000	6,7	7,4	8,0	8,6	9,3
500	13,4	14,7	16,0	17,3	18,6
100	67,2	73,6	80,0	86,4	92,8

Treapta barică mai depinde și de temperatură, mărindu-și valoarea odată cu creșterea temperaturii. De asemenea, treapta barică capătă valori mai mari, o dată cu creșterea înălțimii (deoarece în acest caz presiunea se micșorează).

Valoarea $\frac{1}{\Delta h} = \frac{dp}{-dh}$ adică inversul treptei barice exprimă variația presiunii atmosferice pentru unitatea de înălțime (dh). Această variație constituie gradientul baric vertical (G_h).

Folosind relația (II.2) de mai sus

$$dp = -\rho g \cdot dh$$

sub forma

$$\frac{dp}{dh} = -\rho g = -\frac{g}{R} \cdot \frac{p}{T}, \qquad (II.26)$$

în care înlocuim pe g și R cu valorile numerice, se obține valoarea gradientului G_h

$$G_h = \frac{981 \text{ cm/s}^2}{2{,}87 \cdot 10^6} \cdot \frac{p}{T}$$

sau

$$G_h = 3{,}42 \frac{p}{T} \text{ mbar/100 m.} \qquad (II.27)$$

Cu ajutorul ultimei relații se pot calcula valorile gradientului vertical în atmosfera izotermă pentru diferite valori ale lui p și T, conform tabelului 6.

Din acest tabel se deduce că G_h are valori mai mari în troposfera inferioară la temperaturi joase și se micșorează rapid în raport cu altitudinea.

Tabelul 6

Variația gradientului vertical pe presiune în funcție de temperatură și presiune

Temperatura \ Presiunea, mb	1 000	500	100
— 40 °C	14,68	7,34	1,47
0 °C	12,52	6,26	1,25
+ 40 °C	10,92	—	—

b. **Reducerea presiunii atmosferice la nivelul mării.** Operația prin care se calculează ce valoare ar trebui să aibă presiunea, într-o localitate oarecare, dacă aceasta ar fi situată la nivelul mării, constituie ceea ce se numește reducerea presiunii la nivelul mării.

Prin această operație trebuie calculată corecția respectivă, care constă din cumularea corecțiilor de 1 torr pentru fiecare diferență de nivel de 10—11 m.

Corecția de reducerea presiunii la nivelul mării este pozitivă, dacă localizarea se află la o altitudine mai mare decît nivelul mării (cazul general) și este negativă pentru regiunile ce se află mai jos

de nivelul mării (cazuri extrem de rare ca de pildă localitățile din delta fluviului Volga sau cele din apropierea Mării Caspice).

În acest scop se poate folosi formula lui Bobinet, pentru altitudini de pînă la 500 m. Pentru înălțimi mai mari se folosește relația lui Laplace.

Aceste corecții sînt trecute în tabele speciale, ce se folosesc la stațiile meteorologice.

Tabelul 7

Variațiile presiunii atmosferice în funcție de temperatura și densitatea aerului, precum și de înălțime

Înălțimea, m	Temperatura °C	Presiunea		Densitatea kg/m³
		torr	mbar	
0	+15,0	760	1013,2	1,3250
1 000	+ 8,5	674,1	898,8	1,1117
2 000	+ 2,0	596,2	794,9	1,0064
3 000	− 4.5	525,8	701.0	0,9091
4 000	−11.0	462,3	616,4	0,8190
5 000	−17,5	405,1	540,1	0,7360
6 000	−24,0	353,8	471,7	0,6595
7 000	−30,5	307,9	410,4	0,5894
8 000	−37,0	266,9	355,8	0,5250
9 000	−43,5	230.4	307,2	0,4661
10 000	−50,0	198,2	264,3	0,4125
11 000	−56,5	169,7	226,3	0,3637
12 000	−56,5	145,0	193,3	0,3107
13 000	−56,5	124,0	165,3	0,2653
14 000	−56,5	106,0	141,3	0,2266
15 000	−56,5	90,6	120,8	0,1936

Presiunea atmosferică suferă variații de la un moment la altul și în cazul în care determinările se fac în același loc și în aceleași condiții.

În afară de aceasta, după cum s-a mai arătat, presiunea variază cu înălțimea, cu temperatura și cu densitatea aerului.

Aceste variații sînt prezentate în tabelul 7 și graficul din fig. 3.

§ 4. Variația diurnă a presiunii atmosferice

Mersul zilnic al presiunii atmosferice este diferit de la o latitudine la alta.

Astfel în graficul din fig. 4 sînt exprimate variațiile diurne ale presiunii atmosferice la diferite latitudini.

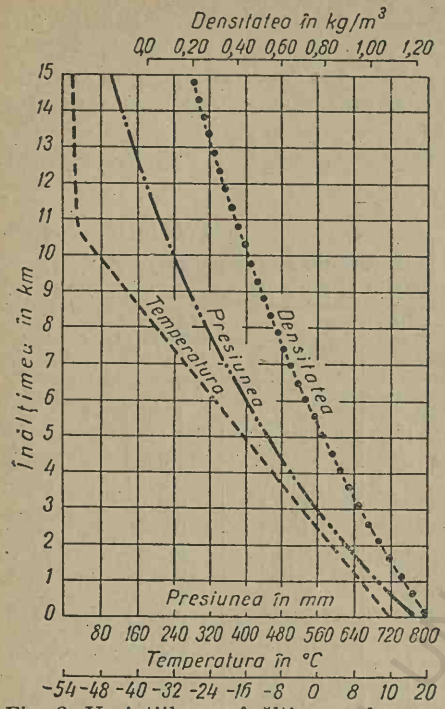


Fig. 3. Variațiile cu înălțimea ale presiunii, temperaturii și densității aerului.

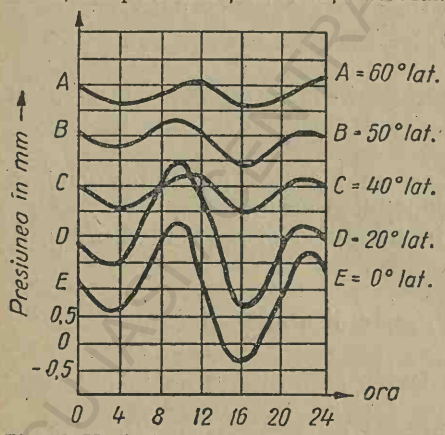


Fig. 4. Variația zilnică a presiunii aerului la diferite latitudini.

În regiunile ecuatoriale și tropicale, mersul zilnic al presiunii atmosferice prezintă oscilații regulate, caracterizat prin două minime, care se produc în jurul orelor 4 și 16 și prin două maxime, care au loc în jurul orelor 10 și 22 (curbele *D* și *E*).

Din curbele respective se mai constată că presiunea atmosferică revine la aceeași valoare după aproximativ 12 ore.

Se menționează că la aceste latitudini, variația zilnică a presiunii atmosferice este atît de obișnuită, încît orice abatere observată, constituie o indicație sigură că în regiunea respectivă se va produce o schimbare bruscă a vremii.

La latitudinile mai mari, variația diurnă a presiunii este oarecum mascată de schimbările neregulate ale timpului.

Totuși din observațiile zilnice ale presiunii, pe o perioadă mai îndelungată, s-a ajuns la concluzia că amplitudinea (diferența dintre valoarea maximă și minimă) presiunii scade, de la ecuator spre poli (curbele *C*, *B* și *A*).

Amplitudinea variației diurne a presiunii prezintă cea mai mare valoare la ecuator (cca 3 torr), apoi aceasta se micșorează treptat, atingînd valoarea de cca 0,75 torr, în dreptul latitudinei de 45° (atît într-o emisferă cît și în cealaltă). Această micșorare continuă spre poli, unde variațiile sînt aproape imperceptibile.

Pentru țara noastră, momentele producerii maximelor și minimelor de presiune se decalează treptat de la iarnă la vară astfel :

	ianuarie	iulie	ianuarie	iulie
maximul	05^h	04^h	14^h	17^h
minimul	10^h	09^h	22^h	24^h

Variația diurnă a presiunii atmosferice mai este influențată și de natura suprafeței terestre, care afectează mai ales valorile extreme.

Astfel în anotimpul călduros pentru regiunile de uscat maximul de dimineață și minimul de după amiază, indică amplitudini mai mari față de regiunile de ocean, iar maximul de la ora 22 și minimul de la ora 5, apar atenuate.

§ 5. Variația anuală a presiunii atmosferice

Această variație este dictată de influența anotimpurilor, de natura suprafeței terestre și de latitudinea geografică.

Astfel, natura suprafeței terestre face ca în variația anuală a presiunii atmosferice să apară deasupra regiunilor de uscat un maxim în anotimpul rece și un minim în timpul perioadei călduroase a anului.

În cazul latitudinilor ce corespund regiunilor tropicale și ecuatoriale, unde influența anotimpurilor este aproape nulă, variația anuală a presiunii este slab exprimată (fig. 5).

Această variație anuală a presiunii care se accentuează în regiunlie latitudinilor mijlocii și mari constituie tipul continental al acestei variații.

În localitățile de pe litoralul oceanelor, variația anuală a presiunii prezintă un maxim vara și un minim către sfîrșitul toamnei.

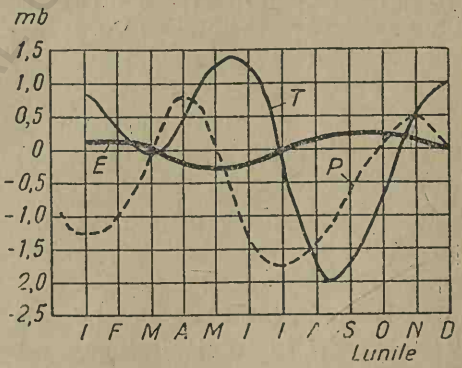


Fig. 5. Variația anuală a presiunii aerului ; *T* — zona temperată ; *E* — zona ecuatorială ; *P* — zona polară.

Uneori mai apare și un al doilea maxim, iarna și un al doilea minim, primăvara, a căror amplitudine este mult mai mică față de acelea ce se produc în interiorul continentului.

Acest fel de variație a presiunii, constituie *tipul oceanic*. Variația anuală a presiunii mai prezintă și tipul polar și tipul subpolar, în care presiunea înregistrează cîte un minim în ianuarie și altul în iulie și un maxim în aprilie și altul în noiembrie.

Oscilațiile anuale ale presiunii se produc în toată troposfera și amplitudinea acestora crește în raport cu înălțimea.

De remarcat este faptul că la înălțimi nu prea mari, variația anuală a presiunii prezintă un mers invers, maximul producîndu-se vara și minimul iarna.

§ 6. Variațiile neperiodice ale presiunii atmosferice

Acestea sînt consecința variațiilor de temperatură care generează procese dinamice și a circulației generale a atmosferei.

Diversitatea curenților aerieni favorizează acumularea aerului în anumite regiuni și rarefierea în altele.

Variații accidentale ale presiunii sînt mai frecvente în regiunile latitudinilor mijlocii și mari, unde schimbările vremii se produc de la o zi la alta.

Oscilațiile de presiune accidentale din aceste regiuni sînt cuprinse între 970 și 1 040 mbar, iar în cazuri excepționale, în depresiuni accentuate scăderea presiunii poate atinge 925 mbar. De asemenea în cazul maximelor de presiune (din anticicloni), valoarea presiunii poate atinge 1 070 mbar.

Acest fel de variații se produc la intervale de cîțiva ani, astfel că un interes practic îl prezintă variațiile neperiodice ale presiunii pentru intervale de timp mai mici.

În acest scop s-a introdus noțiunea de variabilitate interdiurnă a presiunii, care este variația presiunii de la o zi la alta (între aceleași ore, la intervale de 24 ore).

Această variabilitate depinde de regiune și oscilează între 1 și 10 mb. Astfel la tropice atinge 1 mbar, în sudul Europei 3 mbar, în regiunea europeană a U.R.S.S. 7 mbar, iar în Islanda 10 mb. Valorile acestor variabilități interdiurne ale presiunii se pot abate cu mult de la mediile indicate mai sus.

Mult mai clar ies în evidență variațiile neperiodice ale presiunii din tabelul 8 întocmit de Köppen, în care sînt redate amplitudinile mijlociilor lunare ale acestor variații.

Acestea cresc de la ecuator către poli și descresc de la ocean către interiorul continentelor.

Tabelul 8

Variații neperiodice ale presiunii atmosferice

Latitudinea	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°
pe uscat	4	8	14	21	28	33	33 torr
pe ocean	4	7	14	26	36	43	39 torr

Vara, amplitudinile mijlocii lunare sînt mai mici deasupra oceanelor, decît în perioada rece a anului.

§ 7. Variația presiunii atmosferice pe suprafața Pămîntului

Am văzut că presiunea atmosferică este un element variabil, atît în timp, cît și în spațiu. Astfel presiunea poate suferi modificări de la un moment la altul, deasupra aceleiași localități, precum și de la un loc la altul în același moment.

Aceste variații se datoresc invaziei curenților de aer calzi sau reci datorită cărora se produc modificări accentuate ale greutății coloanei de aer și deci presiunii în regiunea considerată.

Pe baza observațiilor îndelungate asupra distribuției presiunii în diferite puncte de pe glob, s-a constatat că aceasta nu variază între limite prea largi pe orizontală față de variațiile în raport cu altitudinea.

Pe globul terestru, cea mai scăzută presiune atmosferică (912 mbar) a fost înregistrată la Muroto (Japonia), în timpul unui taifun (23. I. 1934), iar cea mai mare presiune de 1 078,3 mb, s-a produs la Barnaul (Siberia) la data de 23. I. 1900.

§ 8. Izobare. Forme barice

Variația presiunii în plan orizontal se analizează cu ajutorul izobarelor, adică a liniilor care rezultă din unirea punctelor de egală presiune.

Izobarele sînt asemănătoare cu curbele de nivel în topografie.

Repartiția presiunii pe suprafața Pămîntului se reprezintă cu ajutorul hărților meteorologice, pe care sînt trasate izobare. Pentru

ca variația orizontală a presiunii să nu fie denaturată din cauza diferențelor de altitudine, presiunile diferitelor localități se reduc la nivelul mării.

Hărțile cu izobare pot fi alcătuite din datele mijlocii ale presiunii pe anotimpuri, luni sau ani.

În scopul prevederii timpului, hărțile cîmpului baric se alcătuiesc la diferite ore, izobarele fiind trasate din 5 în 5 sau din 10 în 10 mbar.

Hărțile barice indică, după desimea izobarelor regiunile cu variații mai accentuate ale presiunii (în cazul unei densități mari a izobarelor) și mai reduse (în cazul densității mici a izobarelor).

Aceste variații sînt caracterizate de gradientul orizontal de presiune $G_h = -\frac{dp}{dn}$, care reprezintă variația presiunii după normala pe izobare și are valori pozitive cînd este îndreptat în sensul scăderii presiunii.

Ca unitate de distanță (dn) se ia mărimea unui grad de meridian (111 km).

§ 9. Relieful baric

Din determinările presiunii atmosferice reduse la nivelul mării de la stațiunile meteorologice dintr-o regiune și prin trasarea izobarelor pe harta respectivă se delimitează zonele cu valori ridicate și cele cu valori joase ale presiunii atmosferice. Se obține așa-numitul relief baric sau relieful presiunii atmosferice, pentru anumite ore de observație.

Regiunile de mare presiune atmosferică sînt numite *maxime barometrice* sau *anticicloni* (cu gradientul orientat de la centru spre periferie).

Aceste maxime alternează cu regiuni de mică presiune atmosferică, care poartă următoarele denumiri :

— depresiuni în regiunea latitudinilor mari și mijlocii ;
— cicloni în regiunile tropicale (Insulele Azore) ;
— taifuni în mările Chinei ;
— tornado în regiunile Mexicului ;
— uragane în regiunea Antilelor ;
— uricane în India.

În depresiuni presiunea crește de la centru spre periferie astfel că gradientul baric este orientat către centrul acesteia.

Anticiclonii și depresiunile (ciclonii) sînt forme principale ale reliefului baric și ca urmare a rolului pe care-l joacă în evoluția schimbărilor vremii, sînt denumiți uneori și *centri de acțiune* ai atmosferei. Pe hărțile reliefului baric anticiclonii se notează cu *M* iar ciclonii cu *D*.

Forme barice secundare înrudite cu anticiclonul. Pe lîngă formele principale ale reliefului baric, din anticiclon derivă următoarele forme secundare :

— dorsala ce delimitează prin izobare în formă de *U* o zonă cu presiunea ridicată, mărginită de o parte și de alta, de regiuni cu presiune mai mică (fig. 6).

— șeaua barometrică este regiunea cu presiunea mare, mărginită de doi cicloni, și doi anticicloni așezați cruciș, în care izobarele formează două sisteme de hiperbole conjugate.

Formele barice secundare ale depresiunilor sînt următoarele :

— talvegul este o regiune de joasă presiune, în care presiunea crește din interiorul către exteriorul acesteia (fig. 6) și în care izobarele au forma literei V.

— culoarul depresionar este o regiune de joasă presiune mărginită de ambele părți de izobare cu valori mai ridicate ale presiunii. Acest culoar care se poate întinde pe regiuni de mii de kilometri, este mult mai larg decît talvegul și leagă de obicei două depresiuni.

— galeria depresionară este o formă neregulată de joasă presiune, care șerpuiește și este mărginită de valori ridicate ale presiunii.

În relieful baric intervine adesea o zonă de presiune uniformă (cu valori normale ale presiunii) care poartă numirea de cîmp uniform de presiune sau mlaștină barometrică (marais barometrique).

Pentru caracterizarea repartiției în spațiul tridimensional a presiunii se folosește noțiunea de suprafață izobarică care are o formă complexă, similară celei de relief (fig. 7).

Astfel, acestea sînt mai ridicate deasupra zonelor dominate de anticicloni și coborîte deasupra depresiunilor.

Izobarele reprezintă intersecția suprafețelor izobarice cu suprafața terestră.

În anticiclon suprafețele izobarice au configurația dealurilor (sînt convexe), iar în ciclon de văi (sînt concave).

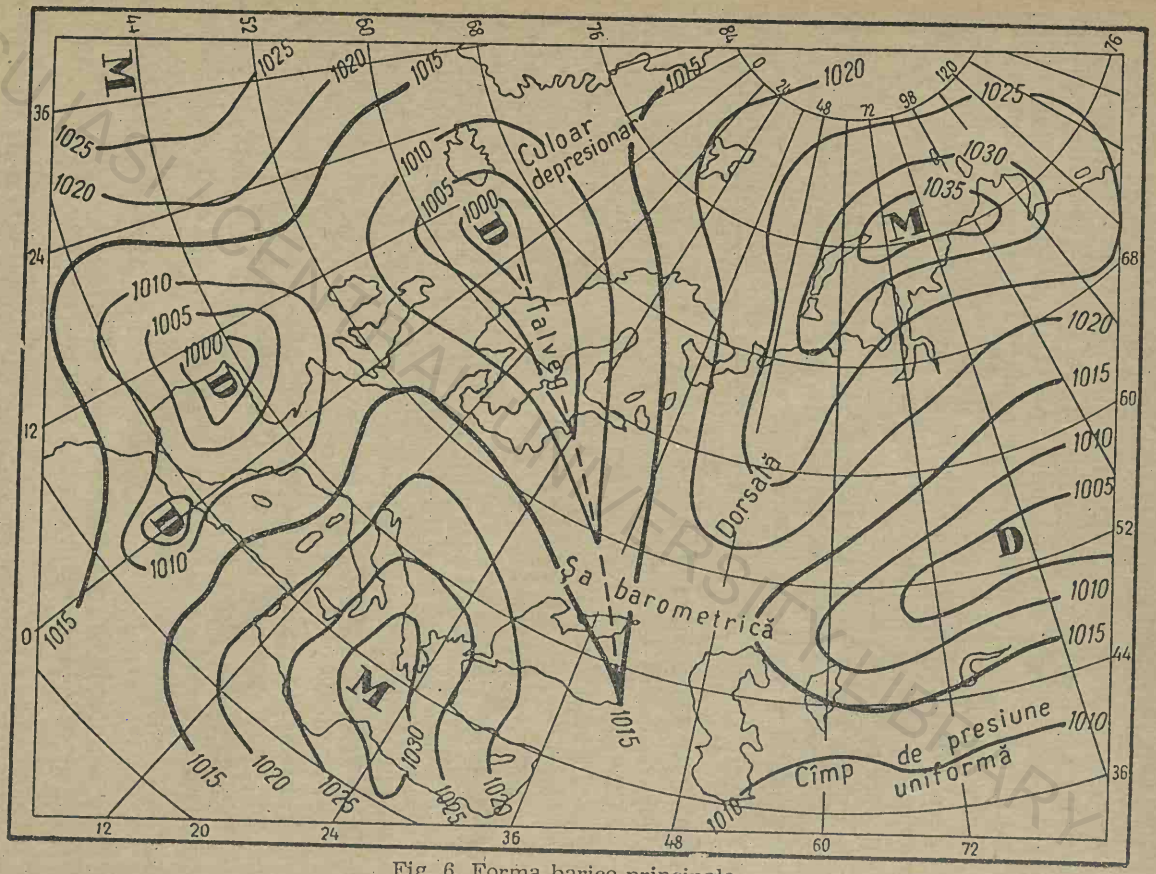


Fig. 6. Forma barice principale.

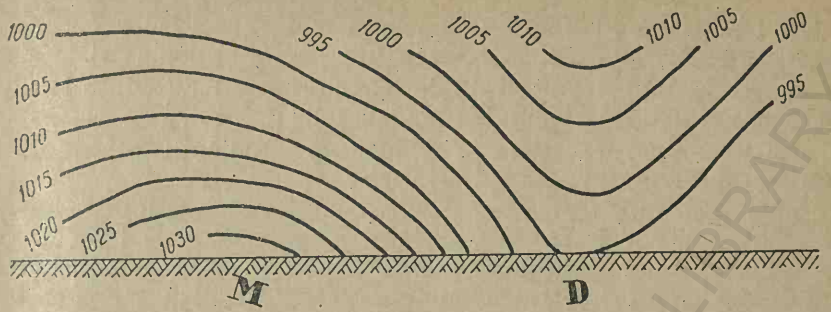


Fig. 7. Secțiune verticală prin suprafețele izobarice într-un anticiclon M și într-o depresiune D.

Cu ajutorul suprafețelor izobarice se reprezintă în spațiu hărțile de topografie barică, care sînt de un real folos în elaborarea prevederilor de timp.

§. 10. Repartiția presiunii atmosferice pe suprafața Pămîntului

Pe baza valorilor mijlocii ale presiunii atmosferice, pe perioada de mai mulți ani și a hărților cu izobare se desprinde că în repartiția presiunii pe suprafața Pămîntului, zonele de joasă presiune, alternează cu acelea cu presiunea ridicată (fig. 8). Astfel în regiunile ecuatoriale, presiunea prezintă valori minime, apoi la sud și la nord de această regiune, în dreptul latitudinilor de 30—35° există așa-numitul *brîu de presiune ridicată*. Acesta își schimbă poziția, vara, în emisfera nordică urcînd la latitudinile 35—40° și iarna coborînd mai la sud.

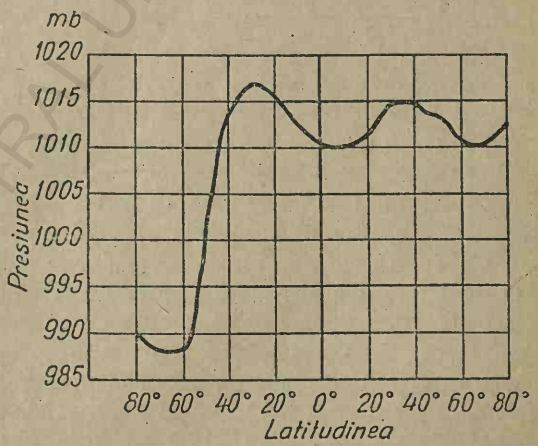


Fig. 8. Variațiile presiunii atmosferice cu latitudinea.

În regiunile subpolare (60—70° latitudine), presiunea prezintă scăderi accentuate, mai ales în emisfera sudică, după care în zonele polare presiunea crește din nou.

În funcție de anotimp, maximele și minimele acestor variații se intensifică sau slăbesc și în același timp suferă și deplasări.

Aceste variații sînt ilustrate de hărțile izobarelor (reduse la nivelul mării) pentru luna ianuarie (fig. 9) și iulie (fig. 10).

Din examinarea acestora se deduce că gradienții orizontali de presiune sînt mai mari iarna decît vara.

Între repartiția temperaturilor pe suprafața globului și aceea a presiunii există o strînsă corelație. Astfel minimele de temperatură din mijlocul Asiei (Oimeakon) coincid cu zonele de presiune maximă. Așa se explică apariția anticiclonului asiatic a cărui acțiune se extinde și asupra Europei.

Harta izobarelor din luna iulie arată că deasupra regiunilor sudice ale Eurasiei, care se încălzesc puternic, se produce o depresiune de origină termică.

Hărțile cîmpului baric arată existența unor formațiuni ciclonice și anticiclonice cu mare dezvoltare și durată în timp care influențează în mod determinant asupra curenților atmosferici și deci produc schimburi esențiale în mersul vremii.

Din această cauză, acestea au fost numite centri de acțiune ai atmosferei.

Un astfel de centru de *acțiune cu caracter permanent* este anticiclonul azoric (din regiunea insulelor Azore), care influențează evoluția vremii în Europa.

Tot din această categorie fac parte și depresiunea ecuatorială și brîul de mare presiune de la latitudinile de 30—35°.

Centri de acțiune anotimpuali, apar numai în anumite perioade ale anului. Astfel este depresiunea din Islanda, care apare iarna bine conturată, iar vara este foarte mult slăbită.

În aceleași condiții apare depresiunea din Alaska.

Centri de acțiune cu caracter reversibil apar sub influența naturii scoarței terestre și a anotimpurilor. Astfel anticiclonul euroasiatic de iarnă dispare vara fiind înlocuit cu o întinsă zonă depresionară.

Repartiția presiunii în altitudine se deosebește de cea de la sol. Astfel particularitățile distribuției presiunii create de neomogenitatea scoarței terestre dispar în atmosfera liberă.

De asemenea la înălțime nu mai apare succesiunea zonelor de presiune ridicată cu acelea de presiune scăzută. Din observațiile întreprinse s-a ajuns la unele concluzii din care se citează următoarele :

— zonele de mare presiune din ambele calote polare, la înălțime sînt înlocuite cu zone depresionare, care se unesc cu cele de la latitudinile mijlocii formînd o vastă depresiune cu centrul la poli.

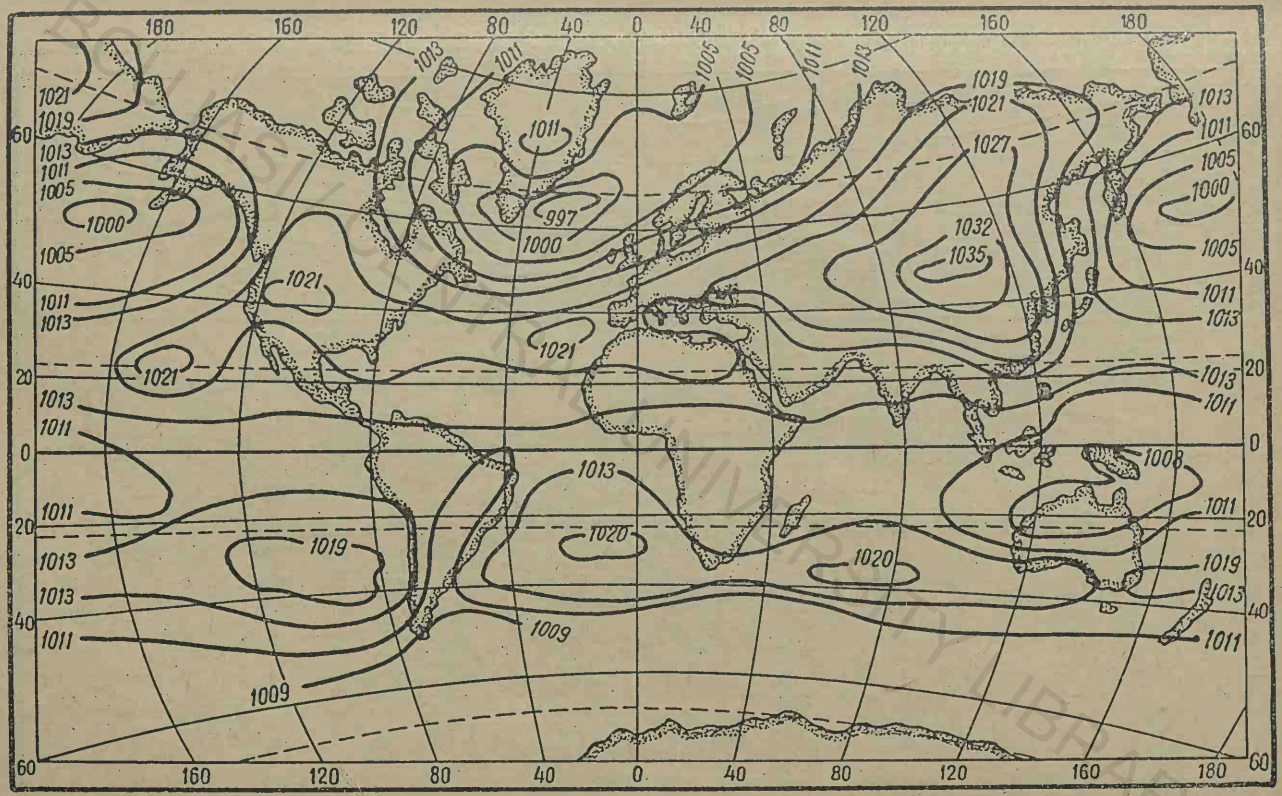


Fig. 9. Harta cu repartiția pe glob a presiunii atmosferice (ianuarie).

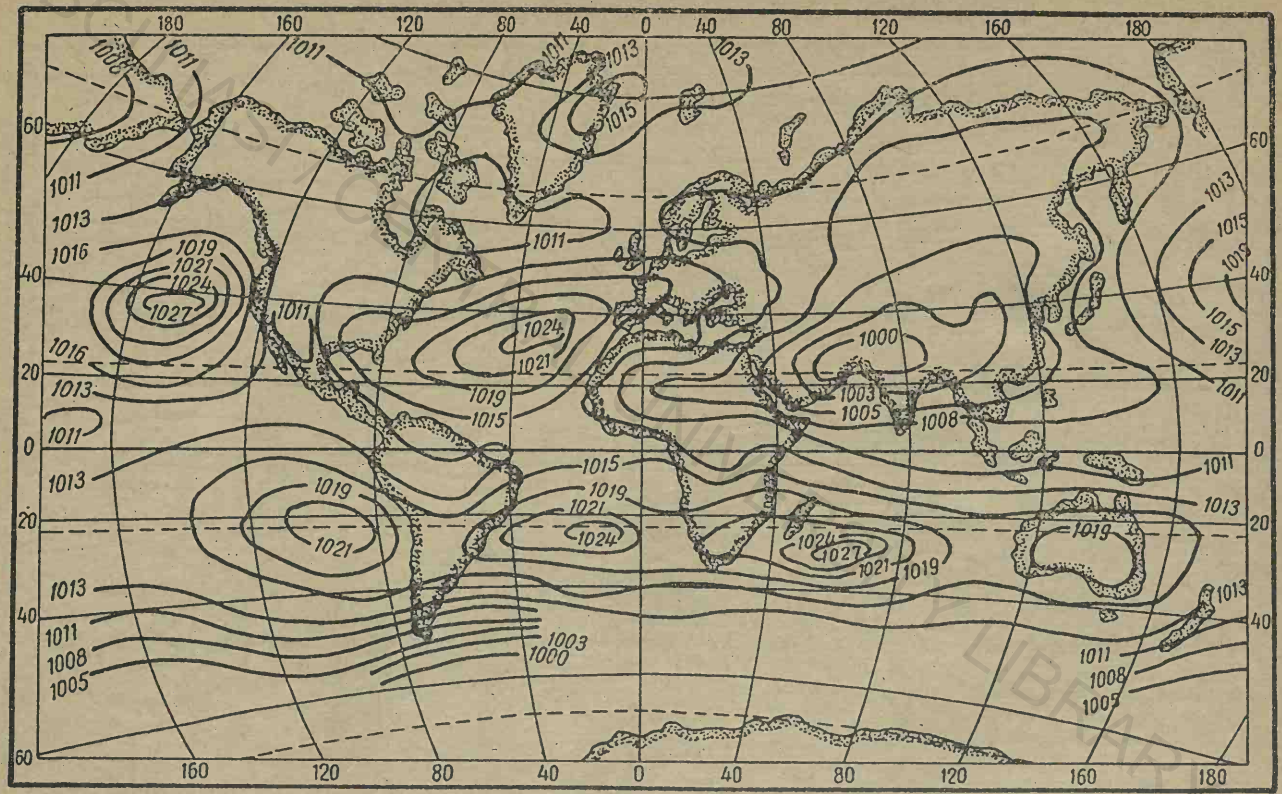


Fig. 10. Harta cu repartiția pe glob a presiunii atmosferice (iulie).

— Brîul de mare presiune, care se întrerupe la suprafaţa Pămîntului, deasupra regiunilor de continent se reface repede odată cu creşterea altitudinei.

— Deasupra zonei depresionare de la ecuator, la înălţime, presiunea creşte datorită înclinării către acestea a maximelor barometrice din zonele tropicale.

§ 11. Instrumente pentru măsurarea presiunii atmosferice

S-a văzut că presiunea atmosferică este mărimea forţei pe care atmosfera o exercită ca urmare a greutăţii sale pe unitatea de suprafaţă ; ea este deci egală cu greutatea unei coloane verticale de aer cu înălţimea de la suprafaţa solului pînă la limita superioară a atmosferei.

În meteorologie măsurarea presiunii se efectuează de obicei cu *barometrul cu mercur,* care se bazează pe principiul echilibrării presiunii atmosferice prin greutatea unei coloane de mercur.

Acest principiu elaborat de Torricelli în anul 1643 este utilizat în confecţionarea oricărui tip de barometru cu mercur.

În general există mai multe feluri de barometre cu mercur însă în determinările meteorologice se folosesc barometrele cu rezervorul fix şi altele (tip Fortin) cu rezervorul mobil.

Barometrul cu mercur cu rezervorul fix. Din această categorie de aparate, cele mai răspîndite sînt barometrele de tip R. Füess sau U.R.S.S. Fiind aproape asemănătoare din punct de vedere al construcţiei va fi descris numai primul.

Acest barometru prezintă avantajul că mercurul din rezervor nu trebuie adus în timpul măsurătorilor la un anumit nivel, deoarece scara barometrică este astfel gradată, încît compensează variaţiile nivelului mercurului din rezervor.

Ca orice alt barometru cu mercur, acesta este format din următoarele părţi (fig. 11) :

1) Tubul barometric *T* de sticlă cu lungimea de circa 85—86 cm şi cu diametrul mai mare (7—8 mm) în dreptul scării. Acesta este prevăzut la partea inferioară cu o îngustare *B* (supapă Bunten), care împiedică aerul de a pătrunde în spaţiul vid, de deasupra meniscului mercurului din tub.

La partea inferioară a tubului se află o garnitură metalică *g*, prin intermediul căreia, tubul barometric este fixat de partea superioară a rezervorului.

2) Rezervorul barometrului *R* cuprinde trei piese : capacul *c* pe care se află un mic orificiu în care se adaptează un mic șurub *p*, care prin deșurubare cu 3—4 ganguri permite comunicarea cu atmosfera exterioară a mercurului din barometru.

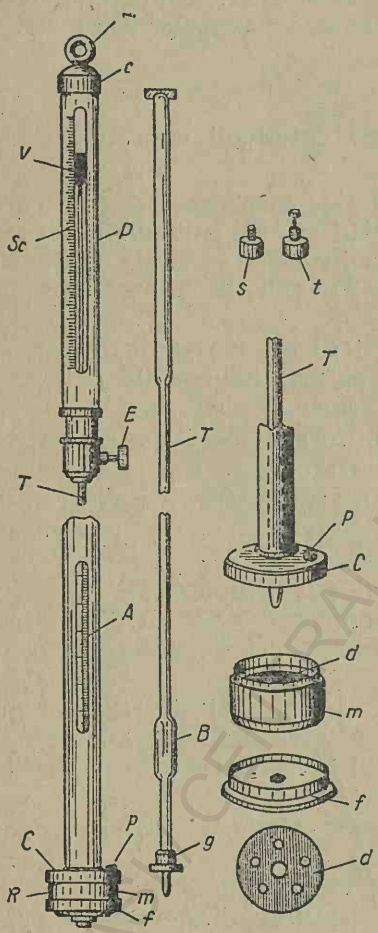


Fig. 11. Barometrul cu mercur (R. Fuess).

Acest șurub poartă denumirea de șurub de presiune.

Fundul rezervorului *f* este prevăzut cu un orificiu central, în care se poate adapta șurubul de stație *s*, iar în timpul transportului se înlocuiește cu un șurub cu piston și arc *t* (șurubul de transport), care asigură astuparea etanșă a gurei tubului barometric.

Atît fundul rezervorului cît și capacul acestuia se înșurubează etanș de partea de mijloc a rezervorului *m* care este un inel metalic, prevăzut cu o diafragmă cu un orificiu central mai mare, prin care pătrunde gura tubului barometric și alte cinci mai mici. Diafragma are rolul de a diminua oscilațiile mercurului, în timpul transportului aparatului și totodată deslocuiește și o cantitate de mercur în rezervor, care ar mări greutatea barometrului.

3) Scara barometrică se află la partea superioară a tubului metalic de protecție *p* care este înșurubat în capacul rezervorului.

Pentru stațiile de munte barometrele au scara gradată între limitele 400—780 torr și 600—800 torr pentru barometrele instalate la stațiile de mică altitudine.

Scara barometrului este gradată din mm în mm, iar pentru aprecierea zecimilor, scara este prevăzută cu un vernier *V* (nonius) care se poate manevra cu ajutorul șurubului cu cremalieră *E*.

Scara barometrului este argintată și protejată de un tub cilindric de sticlă. Pentru suspensie, aparatul este prevăzut cu un inel *i* solidar cu căpăcelul metalic *c*.

4) Termometrul alipit este de conformație specială, avînd rezervorul apropiat de tubul barometric și se folosește pentru determinarea temperaturii mercurului din acesta, în scopul aplicării corecției de temperatură.

Barometrul se instalează pe un perete solid cu rezervorul la înălțimea de 80 cm de la pardoseala camerei.

Un barometru cu mercur se transportă totdeauna în poziție răsturnată (cu rezervorul în sus) și în cutia respectivă menținîndu-se tot timpul în poziție verticală.

Barometrul cu rezervorul mobil este alcătuit din aceleași părți ca și barometrul descris mai sus, deosebindu-se numai prin conformația rezervorului. Acesta este format dintr-un cilindru de sticlă *S*, strîns etanș între două garnituri metalice. În acest cilindru se ridică mercurul pînă la un nivel fix indicat de vîrful unui dinte de material plastic sau de metal cu ajutorul șurubului inferior *C* care ridică fundul rezervorului, confecționat din piele de căprioară.

Piesele rezervorului sînt protejate în cilindrul metalic *M* (fig. 12).

Înainte de efectuarea determinărilor de presiune, se procedează la aducerea meniscului mercurului din rezervor tangent la vîrful dintelui de material plastic și după aceasta se citește presiunea, prin aducerea vernierului tangent la meniscul mercurului din tubul barometric.

Menționăm că un astfel de barometru este acela de tip A. Fliedner.

Pentru a pregăti un astfel de barometru pentru transport, se procedează la ridicarea fundului rezervorului, prin manevrarea șurubului *C*. Prin această operație mercurul va umple complet tubul barometric. Partea de sticlă a rezervorului se închide (prin înșurubare), șurubul de presiune, aflat deasupra rezervorului și se întoarce barometrul cu rezervorul în sus, menținîndu-l în poziție verticală.

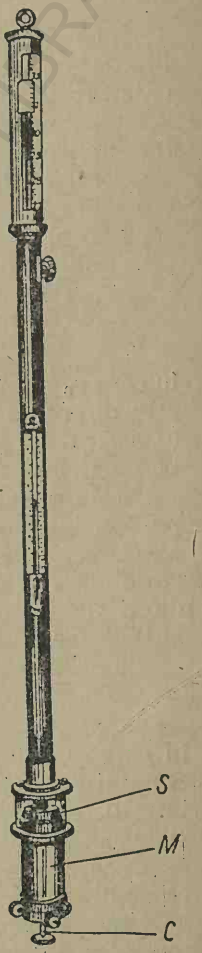


Fig. 12. Barometrul tip Fortin (cu rezervorul mobil).

Pe lîngă barometrul cu rezervor mobil descris mai sus, mai sînt și barometre cu tub de sifonare în rezervor, care funcționează în mod asemănător.

§ 12. Corecții barometrice

Întrucît lungimea coloanei de mercur din barometru, care este echilibrată de presiunea atmosferică suferă variații nu numai sub influența presiunii atmosferice, ci și din cauza variațiilor de temperatură, a latitudinei și altitudinei, urmează ca determinărilor de presiune să li se aplice corecții.

Corecția de temperatură. Pentru ca determinările de presiune efectuate la stațiile meteorologice, cu temperaturi diferite, să fie comparabile, înălțimile coloanelor de mercur din barometre (adică a presiunilor), trebuie reduse la temperatura de 0°.

În acest scop se folosește relația următoare

$$p_0 = p_t - 0{,}000163\, p_t t°,$$

în care p_0 și p_t sînt presiunile la temperaturile de 0° și $t°$, iar 0,000163 este diferența dintre coeficientul de dilatare cubică a mercurului (0,000181) și al alamei (0,000018) din care este confecționată scara barometrică.

Pe baza relației de mai sus, s-au calculat tabelele cu corecțiile de reducerea presiunii la 0 °C.

Corecția de gravitație. Întrucît forța de atracție a gravitației este variabilă cu latitudinea, coloanelor de mercur ale barometrelor de la diferitele stațiuni meteorologice li se aplică corecția de reducere la latitudinea de 45°.

Se utilizează relația

$$p_{45} = p\varphi\,(1 - 0{,}00265 \cdot \cos 2\varphi),$$

în care p_{45} și p sînt presiunile la latitudinile de 45°, respectiv φ. Semnul corecției este dat de termenul cos 2φ. Astfel, pentru φ cuprins între 0° și 45° corecția va fi negativă iar pentru φ cuprins între 45° și 90° ea va fi pozitivă.

Deoarece țara noastră este cuprinsă în jurul latitudinilor de 45°, corecțiile pentru latitudine sînt mici și se neglijează.

Corecția pentru reducerea presiunii la forța de gravitație corespunzătoare nivelului mării.

Se aplică în acest caz relația următoare

$$p_0 = p_h(1 - 314 \cdot 10^{-9}\, h)$$

în care p_0 și p_h sînt presiunile la nivelul mării și respectiv la înălțimea h. Această corecție se va aduna la valoarea presiunii citită la barometru pentru stațiunile meteorologice situate deasupra nivelului mării și se va scădea pentru punctele situate sub nivelul mării (puțuri, mine etc.).

Pe lîngă aceste corecții, în cazul determinărilor de presiune cu barometrul cu mercur se mai aplică și corecția instrumentală, care provine din cauza necalibrării perfecte a tubului barometric și a erorilor în gradarea scării barometrului.

Această corecție se stabilește prin compararea barometrului respectiv cu un etalon.

§ 13. Barometrul aneroid

Pe lîngă barometrele cu mercur se întrebuințează și barometrele metalice sau aneroide. Barometrul aneroid se bazează pe principiul deformării, sub influența variațiilor de presiune, a uneia sau mai multor cochilii metalice, numite capsule Vidi.

O astfel de capsulă este o cutie metalică (c) avînd bazele la mică distanță una de alta, confecționate din tablă elastică (alpaca, bronz fosforos, neusilber etc.) și ondulate pentru a prezenta o suprafață mai mare de contact cu aerul înconjurător (fig. 13, *b* și *c*). Acestea sînt membranele capsulei, deoarece asupra lor acționează variațiile de presiune. În interiorul capsulei se află vid parțial, pentru ca deformarea acesteia, sub influența presiunii să fie cît mai accentuată și pentru a anihila influența variațiilor de temperatură (compensare termică).

Barometrul aneroid folosit în mod curent are ca piesă receptoare pentru presiune o singură capsulă *C*, care la partea inferioară este fixată prin suportul său central *A* de placa metalică *M* (fig. 13 *b* și *c*) prinsă cu șuruburi de fundul cutiei aparatului.

Partea superioară a capsulei se cuplează printr-o garnitură metalică cu lama elastică *L*. De aceasta se fixează și sistemul de pîrghii *P*, *T*, care împreună cu lama au rolul de a transmite și amplifica deformarea capsulei sub influența variațiilor de presiune.

Capătul sistemului de pîrghii este format dintr-un lănțișor special *V* care se înfășoară pe axul scripetelui mobil *S* la capătul căruia se află fixat acul indicator al aparatului.

Mecanismul funcționării barometrului aneroid constă în transmiterea deformării capsulei prin lamă și sistemul de pîrghii la lănțișor, care rotește cu un unghi oarecare axul scripetelui și odată cu acesta și acul indicator, al cărui vîrf indică pe scară presiunea respectivă.

Înainte de folosire un astfel de barometru, trebuie etalonat în comparație cu un barometru cu mercur. Pe lîngă diviziunile scării în mbar sau torr, barometrul aneroid mai posedă și indicații care indică starea vremii (furtună, ploaie, variabil etc.).

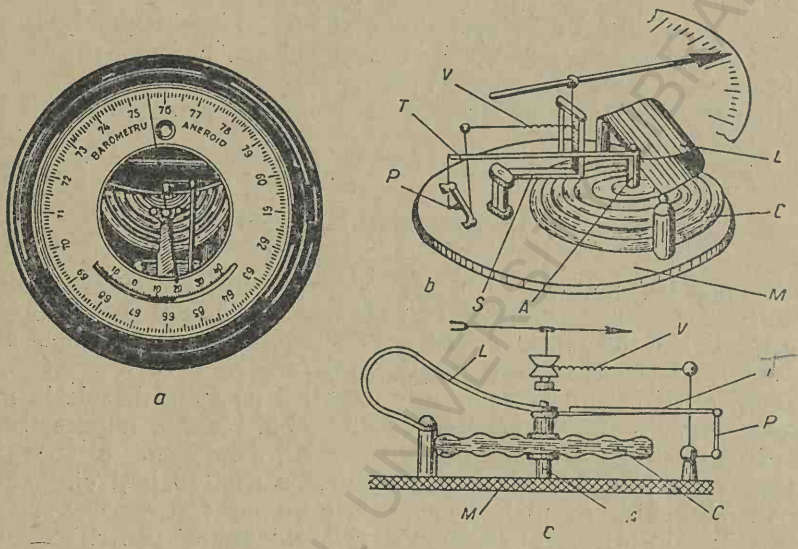


Fig. 13. *a* — Barometrul aneroid ; *b* — structura internă ; *c* — secțiune în barometru.

Se menționează însă că acestea nu sînt concordante cu mersul vremii, deoarece în evoluția acesteia, pe lîngă presiune mai intervin o serie întreagă de alți factori. De asemenea indicațiile nu sînt valabile decît pentru presiunile apropiate de nivelul mării.

În meteorologie nu se folosește în mod curent barometrul aneroid descris mai sus, ci altele cu o coloană de 6—8 capsule Vidi și la care sistemul de transmisie a deformării acesteia este compensat pentru temperatură și printr-un sistem de pîrghii bimetalice. Cele mai multe tipuri de aneroide posedă un ac indicator suplementar fixat printr-un buton în centrul geamului scării. Acesta este acul de tendință barometrică și servește la stabilirea variațiilor presiunii de la o zi la alta.

Se menționează că indicațiile de presiune ale aneroidului, diferă de acelea ale barometrului cu mercur, deoarece la citirile presiunii, la acestea din urmă, trebuie să se aplice corecția de temperatură și

numai după aceasta se compară cu aneroidul. Unele barometre aneroide de proveniență engleză au scara gradată în inches, la care presiunea normală este marcată cu 30. Aceste unități se transformă în torr prin înmulțire cu 25,4 (mm).

Altimetrul este tot un barometru aneroid, care pe lîngă scara barometrică propriu-zisă, gradată în torr sau mbar, mai posedă și o scară mobilă, concentrică cu prima și care este gradată în metri înălțime deasupra nivelului mării (fig. 14).

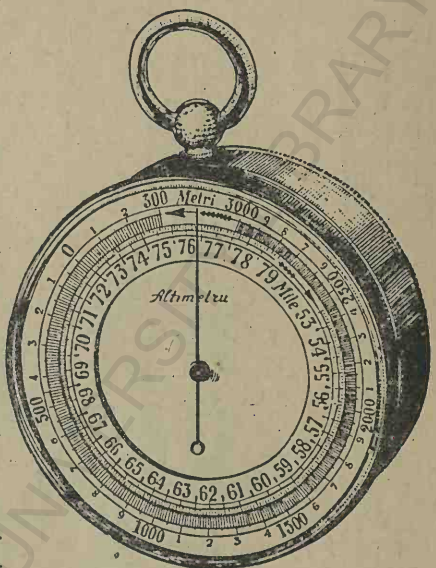


Fig. 14. Altimetru.

Funcționarea altimetrului se bazează pe faptul că presiunea scade în mijlociu cu 1 torr la fiecare 10—11 m înălțime, astfel că gradarea altimetrului se efectuează conform unei relații stabilite de o Comisie Internațională Aviatică.

$$p_h = 762\left(1 - \frac{0{,}005 \cdot h_0}{273+10^\circ}\right)^{6{,}83}$$

în care p_h este presiunea la înălțimea h, 0,005 este gradientul termic vertical convențional, (pentru 1 m înălțime), 273+10 este temperatura absolută corespunzătoare temperaturii Celsius de 10°. Exponentul 6,83 este funcție de gravitație, de densitatea aerului și de

Scara înălțimilor de la altimetru se poate roti prin intermediul unui buton, aducînd diviziunea zero a acesteia, în dreptul presiunii de 762, în cazul cînd, pentru determinarea înălțimilor se pornește de la nivelul mării. Cînd se pleacă de la altă înălțime, scara înălțimilor se aduce cu altitudinea respectivă în dreptul presiunii indicate în acel moment de acul indicator pe scara presiunilor.

Se menționează că determinările altimetrice sînt relative și în același timp este necesar ca altimetrul să fie etalonat periodic.

Hipsometrul este un instrument a cărui funcționare se bazează pe legătura ce există între temperatura de fierbere (de la hipsos=fierbere) a apei și presiunea atmosferică (deci și cu înălțimea locului față de nivelul mării).

S-a stabilit astfel, pe cale experimentală că o variație de 1° a punctului de fierbere a apei, corespunde unei variații a presiunii de 28 mm.

Această dependență mai este ilustrată și de relația

$$p = 760 + \frac{t^0 - 100}{0{,}0375}$$

în care t^0 este temperatura de fierbere a apei la presiunea p, iar 0,0375 este un coeficient constant.

Construcția hipsometrului se bazează pe relația de mai sus. Acesta este un termometru, care fiind destinat să măsoare temperatura de fierbere a apei este confecționat din sticlă specială, rezistentă la astfel de temperaturi.

Întrucît trebuie să funcționeze la temperaturi mai mari de 80 °C, pentru a se reduce lungimea acestuia, tubul capilar al acestuia prezintă deasupra rezervorului o cavitate c care, la creșterea temperaturii se va umple cu mercurul care se dilată și care, apoi, în apropierea temperaturii de fierbere, va trece în tubul capilor (fig. 15, *a*).

Termometrul hipsometric sau termobarometrul este gradat deasupra cavității, de la 80° pînă la 103 °C, fiecare grad fiind împărțit în 20 sau chiar 100 părți, astfel că citirea se efectuează cu lupa.

Trusa hipsometrului posedă încă un termometru gradat în torr (sau mbar) cu ajutorul căruia se determină direct presiunea, prin fierberea apei.

Pe lîngă cele două termometre, trusa mai cuprinde un vas de fierberea apei A, prevăzut cu un tub prelungitor B în care prin intermediul unei garnituri *i* de cauciuc, se instalează termometrul, în așa

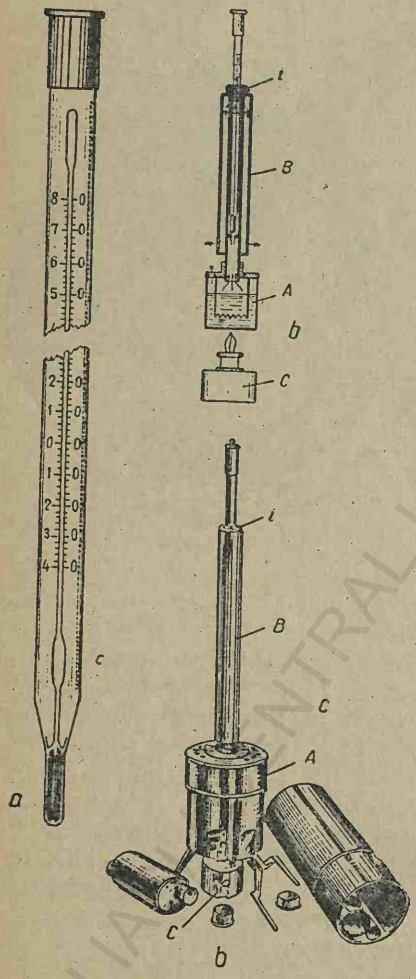


Fig. 15. Hipsometru : a — termometru hipsometric ; b — fixarea termometrului în vasul de fierbere.

fel ca rezervorul acestuia să fie în contact numai cu vaporii apei care fierbe.

Încălzirea apei se efectuează cu ajutorul unei lămpi de spirt *C*, cu o flacără de mărime constantă.

În cazul determinărilor de presiune cu hipsometrul acestea se fac pe timp calm și se ia media a 3—4 citiri.

Barograful este un aparat care înregistrează variațiile presiunii atmosferice în timp de 24 ore sau o săptămînă.

Acesta are ca piesă receptoare pentru presiune o coloană de capsule Vidi *C* (4—12 bucăți), după tipul barografului (fig. 16, a).

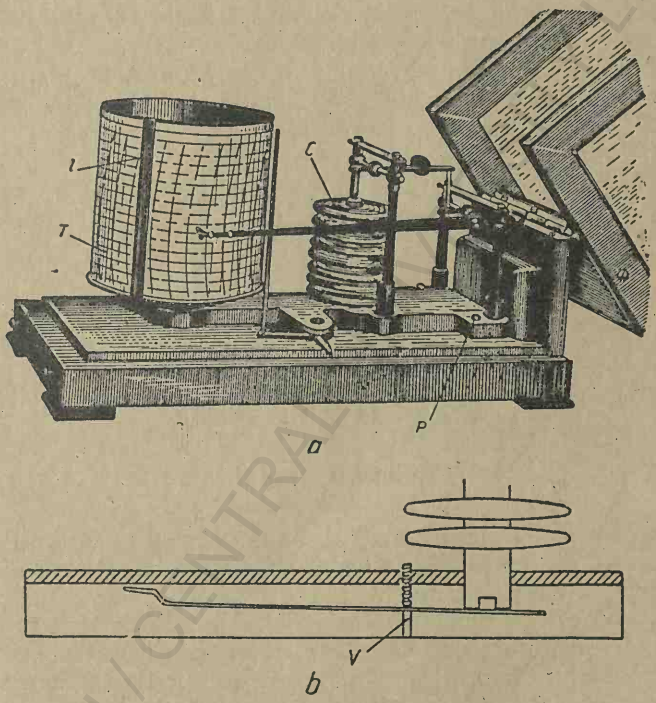


Fig. 16. *a* — Barograful (R. Fuess); *b* — Dispozitiv de compensare pentru temperaturi

De aceasta se cuplează sistemul pîrghiilor de transmisie al deformării capsulelor sub influența variațiilor de presiune. Înregistrarea presiunii se efectuează pe o diagramă fixată pe un mecanism de ceasornic cilindric *T*, prin intermediul unei lame *l*.

Diagrama barografului cuprinde linii orizontale, care reprezintă valorile presiunii (din mm în mm sau mbar) între limitele 680—790 mm și curbilinii verticale, care reprezintă timpul în ore și fracțiuni de oră, putîndu-se aprecia chiar minutele.

Pentru reglarea barografului, adică pentru fixarea la o anumită valoare, a vîrfului peniței înregistratoare pe diagramă, aparatul este prevăzut cu un șurub special de reglare *P*, care după tipul barografului se manevrează cu mîna, șurubelnița sau cu o cheie.

Menționăm că barograful se etalonează în comparație cu un barometru cu mercur.

Pentru anihilarea influenței temperaturii asupura indicațiilor barografului, acesta este prevăzut cu un dispozitiv bimetalic de compensare pentru temperatură, *v* (fig. 16, b).

În dotația stațiilor meteorologice din țara noastră există barografele de tipul R. Fuess, J. Richard, W. Lambrect și U.R.S.S.

CAPITOLUL III

ENERGIA RADIANTĂ

§ 1. Radiațiile în atmosferă

Partea din meteorologie care se ocupă cu studiul radiațiilor emise de Soare și de Pămînt, ce se propagă în atmosferă, poartă numele de actinometrie sau actinologie (de la cuvîntul grecesc actinos care înseamnă rază). În prezent se folosește denumirea de *radiometrie*.

Soarele emite o enormă cantitate de energie calorică $3 \cdot 216 \cdot 10^{27}$ cal/min iar Pămîntul primește în fiecare minut de la Soare $24 \cdot 10^{18}$ calorii, ceea ce reprezintă a miliarda parte din energia totală emisă de Soare în spațiul cosmic, în timp de un minut.

Pămîntul mai primește o mică cantitate de căldură și de la celelalte planete și stele (10^{-8} din cea solară), precum si din centrul său (55 cal/cm^2 în timp de un an).

În spațiul interplanetar radiația solară se propagă sub forma de unde electromagnetice, care în totalitatea lor alcătuiesc *spectrul solar*.

Radiaţiile din spectrul solar sînt de diferite lungimi de undă şi se manifestă sub forma culorilor spectrale, din regiunea vizibilă a spectrului (roşu, oranj, galben, verde, albastru, indigo, violet), cu lungimile de undă (λ) de la 0,39—0,76 μ.

($1\mu = 1$ micron $= \frac{1\,mm}{1\,000}$)

Dincolo de $\lambda = 0{,}7\,\mu$, în spectru se extinde regiunea radiaţiilor infraroşii, iar radiaţiile cu lungimea de undă mai mică decît 0,39 μ alcătuiesc regiunea ultravioletă a spectrului.

Spectrul solar este discontinuu, fiind brăzdat de cca 14 000 linii (ale lui Frauenhofer), datorită absorbţiei radiaţiilor de către atmosferă, solară şi terestră pe care le străbat.

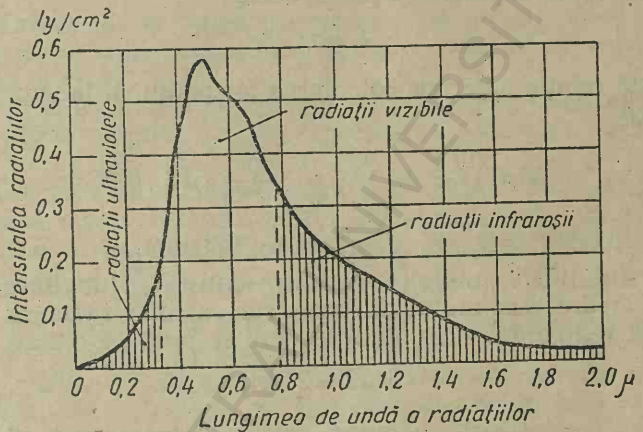


Fig. 17. Repartiţia energiei în spectrul solar.

Repartiţia energiei radiante în spectrul solar este reprezentată în graficul din fig. 17 în care ly/cm² reprezintă langley pe unitatea de suprafaţă, adică calorii/cm²/min. Din grafic se deduce că energia în mai mare cantitate este repartizată în regiunea spectrului vizibil.

§ 2. Legile energiei radiante

În radiometrie pentru explicarea anumitor fenomene se folosesc următoarele legi :

Legea lui Kirchoff stabileşte relaţia între capacitatea de emisie şi de absorbţie a radiaţiilor de o anumită lungime de undă pentru dife-

rite corpuri și corpurile absolut negre (care absorb în întregime radiațiile ce cad pe ele). Această lege se exprimă prin relația

$$\frac{E_\lambda}{a_\lambda} = e_\lambda,$$

în care E și a_λ reprezintă capacitățile de emisie E_λ și respectiv e_λ, de absorbție a unui corp pentru radiațiile de o anumită lungime de undă.

Raportul acestora este constant și nu depinde de proprietățile corpului, ci numai de temperatura corpului și de lungimea de undă a radiațiilor emise sau absorbite de acesta.

Legea Ștefan-Boltzmann, arată că puterea emisivă totală E pentru radiații, a unui corp negru, este proporțională cu temperatura absolută T a acestuia la puterea a patra, adică

$$E = \sigma \cdot T^4.$$

Această relație a permis calcularea temperaturii la suprafața Soarelui adică

$$T = \sqrt[4]{\frac{E}{\sigma}} = \sqrt[4]{\frac{87{,}320}{0{,}826 \cdot 10^{-10}}} \simeq 5\,760°C,$$

în care $\sigma = 0{,}826 \cdot 10^{-10}$ este constanta lui Boltzmann.

Legea lui Wien stabilește legătura între λ_M lungimea de undă corespunzătoare maximului din spectrul energiei radiante emisă de un corp și temperatura absolută la care se produce emisia, adică

$$\lambda_M T = 2\,884.$$

Pe baza acestei legi s-a putut calcula temperatura absolută la suprafața Soarelui, știind că $\lambda_M = 0{,}47\ \mu$, astfel că prin înlocuire se obține

$$0{,}47 \cdot T = 2\,884$$

de unde

$$T = \frac{2\,884}{0{,}47} = 6\,137°C.$$

Legea lui Planck permite calcularea energiei E_λ radiată de un corp negru, în funcție de lungimea de undă λ a radiațiilor și de temperatura absolută T a corpului, prin relația

$$E_\lambda = \frac{C_1}{\lambda^5} \cdot \frac{1}{e^{\frac{C_2}{\lambda T}} - 1},$$

în care : C_1 este o constantă care depinde de viteza luminii și de lungimea de undă a radiației ($C_1 = 2C_2h = 1{,}18 \cdot 10^{-5}$ erg. cm^2 ;

C — viteza luminii ;

h — constanta lui Planck ($h = 6{,}62 \cdot 10^{-27}$ erg. s) ;

C_2 — constantă care depinde de lungimea de undă și de temperatură.

Cu ajutorul relației lui Planck s-a calculat intensitatea energiei radiante în funcție de lungimile de undă ale radiațiilor și de temperatura la care se efectuează emisiunea acestuia.

§ 3. Intensitatea radiațiilor

Energia radiantă, ar putea fi exprimată în unități energetice însă în radiometrie se utilizează caloria, ținîndu-se seamă de echivalența : 1 cal = 4,188 · 10^7 ergi.

În ultimii ani, Linke a propus pentru măsurarea intensității radiațiilor, o unitate numită langley (prescurtat ly), care reprezintă 1 cal/cm^2.

În radiometrie, cantitatea de energie Φ care străbate o suprafață S în unitatea de timp se numește flux de energie radiantă F, care se exprimă în cal/min. Acest flux raportat la suprafață constituie intensitatea fluxului $I = \frac{d\Phi}{dS}$ (în care dS este elementul de suprafață prin care pătrunde fluxul și se exprimă în cal/cm^2 · min sau langley/min ; 1 ly = 0,6976 · 10^6 erg/cm^2 · s = 0,0697 watt/cm^2.

Energia radiantă, emanată de Soare, în drumul ei prin atmosferă către Pămînt, suferă o serie de transformări, dînd naștere la alte fluxuri de radiații, pe care le vom analiza mai departe.

§ 4. Radiația directă și constantă solară

Fluxul de radiații solare, care ajunge la Pămînt, după ce a parcurs atmosfera constituie *radiația directă*. Cantitatea de radiație solară directă pe care o primește suprafața de 1 cm^2, așezat perpendicular, față de direcția razelor solare, la limita superioară a atmosferei, se numește *constantă solară*, și are valoarea medie de 1,88 ly/min.

Intensitatea radiației directe este condiționată de activitatea interioară a Soarelui, care este variabilă în funcție de timp, de variabilitatea distanței între Pămînt și Soare în cursul anului, de starea fizică a atmosferei și de înălțimea Soarelui deasupra orizontului.

Astfel variațiile diurnă și anuală ale intensității radiației directe I (și insolației I') au aspectul din fig. 18, *a* și *b*.

Intensitatea radiației directe se micșorează, o dată cu creșterea umezelii aerului atmosferic, crește cu înălțimea Soarelui deasupra

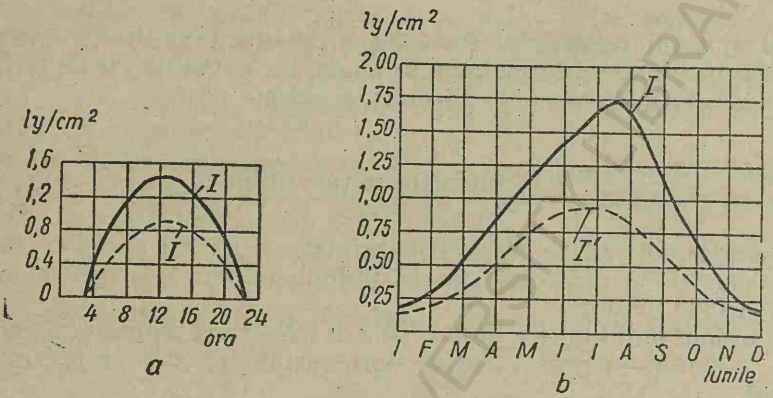


Fig. 18. Variația intensității radiației *I* și insolației *I'*
a — diurnă; *b* — anuală.

orizontului și slăbește o dată cu mărirea gradului de nebulozitate.

Absorbția radiației solare de către atmosfera Pământului. Radiația solară care ajunge la limita superioară a atmosferei terestre își diminuează intensitatea sub influența atmosferei însăși.

Slăbirea intensității radiației directe este supusă legii lui Bouguer.

Pentru deducerea acesteia fie *SS'* (fig. 19) suprafața Pământului, *AA'* limita superioară a atmosferei, iar *ds* grosimea stratului de aer

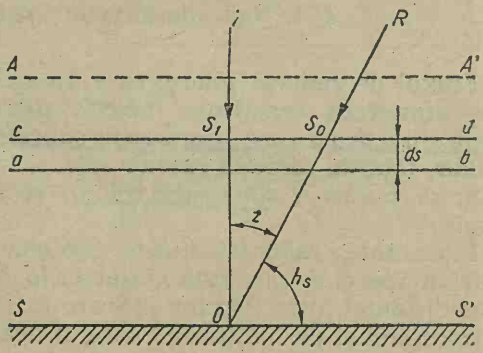


Fig. 19. Influența atmosferei asupra radiațiilor.

limitat de suprafețele *ab* și *cd*. În expunere se face abstracție de curbura Pământului și de refracția astronomică.

Cînd Soarele se află în *R*, direcția razelor sale, face cu verticala *OZ*, unghiul Z (numit unghi zenital).

Se face presupunerea că intensitatea razelor solare ce cad pe suprafața *cd* este *I*, iar după ce, acestea străbat stratul cu grosimea *ds*, suferă o micșorare *dI* a intensității lor. Această diminuare *dI* este proporțională cu masa *dm* a atmosferei, pe care o străbat razele și cu intensitatea lor inițială *I*, adică

$$dI = -aIdm \tag{III.1}$$

în care *a* este un factor de proporționalitate; s-a utilizat semnul minus deoarece intensitatea *I* a radiațiilor se micșorează. Relația (III. 1) se mai poate scrie și sub forma

$$\frac{dI}{I} = -adm\,. \tag{III.2}$$

Notînd cu I_0 intensitatea radiațiilor la limita superoară a atmosferei și integrînd ecuația (III.2) se obține

$$\int_I^{I_0} \frac{dI}{I} = -a\int_m^0 dm\,, \tag{III.3}$$

care se mai poate scrie și sub forma

$$\ln \frac{I_0}{I} = am \tag{III.4}$$

sau

$$\ln \frac{I}{I_0} = -am. \tag{III.5}$$

Dacă în mod analog se consideră Soarele la zenit, direcția radiațiilor va fi Z_0, iar *I* și *m* vor avea valorile *I'* și *m'* și se obține

$$\ln \frac{I'}{I_0} = -am' \tag{III.6}$$

de unde

$$a = -\frac{\ln \frac{I'}{I_0}}{m'} \tag{III.7}$$

deci

$$\ln \frac{I}{I_a} = \frac{\ln \frac{I'}{I_0}}{m'} \quad m = \frac{m}{m'} \ln \left(\frac{I'}{I_0}\right), \tag{III.8}$$

sau

$$\ln \frac{I}{I_0} = \ln \left(\frac{I'}{I_0}\right)^{\frac{m}{m'}}. \qquad \text{(III.9)}$$

Eliminînd logaritmii

$$\frac{I}{I_0} = \left(\frac{I'}{I_0}\right)^{\frac{m}{m'}}. \qquad \text{(III.10)}$$

Dacă se notează

$$\frac{I'}{I_0} = p \quad \text{și} \quad \frac{m}{m'} = \varepsilon,$$

relația (III. 10) va deveni

$$\frac{I}{I_0} = p^{\varepsilon}, \qquad \text{(III.11)}$$

sau

$$I = I_0 p^{\varepsilon}. \qquad \text{(III.12)}$$

Această ultimă relație este expresia legii lui Bouguer, care se enunță astfel : *intensitatea razelor solare descrește în progresie geometrică, dacă grosimea atmosferei străbătută de acestea crește în progresie aritmetică.*

Termenii din relația lui Bouguer au semnificația următoare : mărimea p se numește *coeficient de transparență* al atmosferei și indică fracțiunea din constanta solară, care ajunge pînă la suprafața Pămîntului, în cazul cînd Soarele s-ar afla la zenit.

Dacă atmosfera ar fi perfect transparentă, atunci $I = I_0$ și deci $p = 1$, adică atmosfera ar fi perfect clară și cu coeficientul de transparență maxim.

Exponentul ε depinde de grosimea stratului de aer străbătut de razele solare. Ca unitate a acestei mărimi se consideră grosimea atmosferei pe care o străbat razele Soarelui cînd acesta se află la zenit. În radiometrie, această unitate poartă denumirea de „o atmosferă".

Dacă în relația (III. 12) care exprimă legea lui Bouguer se înlocuiește valoarea lui $p = e^{-a}$ se obține

$$I = I_0 e^{-a\varepsilon},$$

în care ($a = -\ln p$) se numește *coeficient de extincție* al razelor ce traversează atmosfera, e fiind baza logaritmilor neperieni.

Coeficientul de extincție depinde de lungimea de undă a radiațiilor, astfel să legea lui Bouguer nu are aplicabilitatea decît pentru radiațiile monocromatice și pentru o atmosferă omogenă.

În cazul radiațiilor monocromatice de o anumită lungime de undă (λ) legea devine

$$I_\lambda = I_{0\lambda} \cdot p_\lambda^\varepsilon = I_{0\lambda} e^{-a_\lambda \varepsilon}.$$

Această lege a fost completată de Castrov, care a stabilit următoarea relație empirică

$$I = \frac{I_0}{1+cn},$$

care stabilește legătura între intensitatea radiației I, constanta solară I_0 și numărul de *atmosfere* n—c fiind un coeficient care caracterizează transparența atmosferei.

§ 5. Insolația

Insolația suprafeței terestre I' este intensitatea fasciculului de raze solare, în cazul în care acestea cad pe o suprafață orizontală.

Valoarea intensității insolației I' se poate exprima prin relația

$$I' = I \sin h_s$$

în care :

I este intensitatea radiațiilor directe ce cad pe suprafața expusă perpendicular pe direcția razelor solare ;

h_s — unghiul de înclinare al fasciculului de raze solare.

Deci I' exprimă cantitatea de energie din radiația directă ce cade pe unitatea de suprafață orizontală a scoarței terestre în timp de un minut.

Insolația prezintă variațiile diurnă și anuală paralele cu ale radiației directe (fig. 19), curbele punctate notate cu I'.

§ 6. Absorbția selectivă a radiației solare

Componentele aerului atmosferic au proprietatea de a absorbi unele din radiațiile spectrului solar, cu anumite lungimi de undă. Această proprietate poartă numele de absorbție selectivă. Fenomenul acesta se manifestă prin apariția în spectrul solar a unor benzi și linii întunecate, mai dese în regiunea ultravioletului și infraroșului.

Astfel *ozonul* produce, prin absorbție, slăbirea radiației solare în zona ultravioletă a spectrului (λ=0,22—0,29μ).

Pe lîngă aceasta mai produc spectre de absorbţie şi în zona vizibilă (λ=0,61μ) şi în cea infraroşie (λ=4,8 şi 8,3μ).

Vaporii de apă produc un spectru de absorbţie complex, dînd benzi de absorbţie, atît în regiunea vizibilă, cît şi în cea infraroşie (λ=0,71 ; 0,83 ; 0,93 ; 1,13 etc.).

Deoarece cantitatea vaporilor de apă în atmosferă este mare în comparaţie cu celelalte componente ale aerului aceştia absorb cea mai mare parte din radiaţia solară. Pe lîngă aceasta, vaporii de apă mai absorb şi razele infraroşii emise de suprafaţa Pămîntului.

Bioxidul de carbon produce un spectru de absorbţie complex dînd benzi de absorbţie în zona infraroşie (λ=4,4 şi 14,7μ).

Radiaţia solară mai este absorbită şi de impurităţile atmosferice solide, pulberile, precum şi de picăturile norilor şi ceţei.

Rezultatul absorbţiei radiaţiei solare este *extincţia* acesteia în atmosferă, în medie cu 17—25%.

Coeficientul a de extincţie a radiaţiei solare reprezintă suma a trei factori

$$a=a_p+a_v+a_s,$$

în care a_p, a_v şi a_s reprezintă respectiv coeficienţii de extincţie a radiaţiei solare în atmosfera pură şi uscată, pentru vaporii de apă şi pentru particulele solide aflate în suspensie în atmosferă.

Făcînd raportul dintre coeficientul de extincţie al atmosferei reale a şi cel al atmosferei pure a_p, se obţine

$$\frac{a_p+a_v+a_s}{a_p}=\frac{a}{a_p}=T$$

care poartă denumirea de *factor de opacitate* T al lui Linke.

Ultima relaţie se mai poate exprima şi astfel

$$a=T\cdot a_p$$

sau ţinînd seama de legea lui Bouguer

$$I_\varepsilon=I_0e^{-Ta_p^\varepsilon},$$

în care I_ε, este intensitatea radiaţiilor, după ce au străbătut masa atmosferică ε.

Factorul de opacitate este întotdeauna mai mare decît 1. Acesta ar fi egal cu 1 în cazul în care atmosfera n-ar conţine vapori de apă şi pulberi. Valorile factorului de opacitate se micşorează o dată cu creşterea altitudinei şi latitudinei.

§ 7. Radiația difuză

O parte din fluxul radiației solare întîlnind particulele foarte fine ce se află în suspensie în atmosferă, este difuzată de acestea în toate direcțiile (adică sînt împrăștiate neuniform), tot sub formă de unde electromagnetice. Atmosfera fiind un mediu optic neomogen radiațiile solare suferă difuzia moleculară pe moleculele de aer, precum și pe particulele mari (picături de apă, pulberi, cristale de gheață etc.).

Cantitatea de radiație difuză pe care o primește un cm^2 de suprafață orizontală în timp de 1 minut constituie *fluxul radiației difuze.*

Intensitatea radiației difuze i depinde de caracteristicile atmosferei străbătute, precum și de lungimea de undă a radiațiilor. Astfel radiațiile de mică lungime de undă (din regiunea albastră a spectrului), sînt difuzate în cea mai mare măsură de particulele din atmosferă cu diametrul mic și din această cauză cerul apare colorat albastru.

Rayleigh a lămurit fenomenul difuziei radiațiilor în atmosferă stabilind și noțiunea de difuzie moleculară. Pentru a demonstra acest lucru, el a considerat un fascicul de radiații monocromatice a căror intensitate este I_λ, cu secțiunea 1 cm^2 și străbătînd 1 cm^3 de aer (fig. 20). Particulele din volumul de aer vor difuza în toate direcțiile o anumită cantitate din radiațiile incidente, pe care o notăm cu i_λ.

Raportul $\frac{i_\lambda}{I_\lambda}$ reprezintă procentul radiațiilor difuzate de unitatea de volum de aer și se numește *coeficient de difuzie moleculară.*

Considerațiile lui Rayleigh sînt valabile pentru difuzia pe particule mici. Pentru particulele mari, ce plutesc în atmosferă, explicarea difuziei a fost completată de către *Mie,* care a dovedit că în cazul în care unda luminoasă cade pe o particulă, se produce o complexitate de unde electromagnetice care se răspîndesc de la particulă în toate direcțiile, acestea fiind cu atît mai numeroase cu cît particulele sînt mai mari (fig. 21).

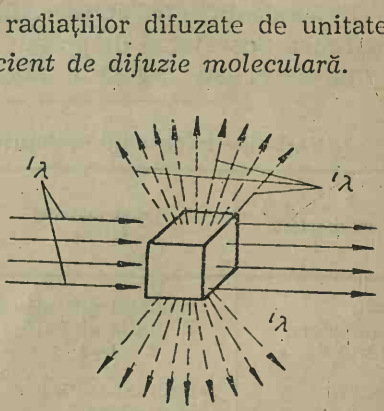


Fig. 20. Difuzia radiațiilor.

Pe baza explicațiilor lui Rayleigh și Mie, s-au putut calcula diagramele sau indicatricele de difuzie care arată repartizarea intensității radiației difuze în jurul particulei difuzante.

Pe o astfel de indicatrice, razele vectoare ce pornesc de la particula ce difuzează radiațiile sînt proporționale cu intensitățile radiației difuzate, într-o anumită direcție.

Variațiile radiației difuze. Deoarece radiația difuză provine din radiația solară directă, prezintă variații similare dependente de înălțimea Soarelui, de transparența atmosferei și de nebulozitate.

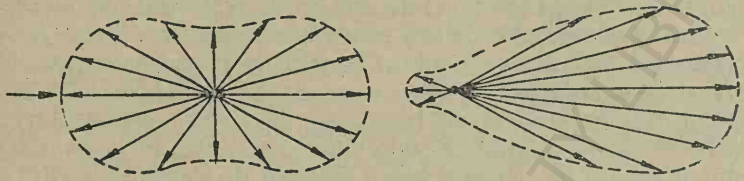


Fig. 21. Indicatrice de difuzie.

Astfel, pentru o aceeași înălțime a Soarelui, intensitatea radiației difuze crește cu nebulozitatea norilor Cirrus și Altocumulus.

În cazul norilor Cumulonimbus, intensitatea radiației difuze crește, dacă nebulozitatea acestora nu depășește 5—6 zecimi. Peste aceste limite intensitatea radiației difuze scade ceea ce se explică prin absorbția radiației în interiorul norului.

Dependența intensității radiației difuze (ca și a celei globale) de înălțimea Soarelui și de gradul de opacitate (și deci de transparență) a atmosferei este expusă în tabelul 9.

Tabelul 9

Variațiile intensității radiațiilor în funcție de opacitatea atmosferei

Factorul de opacitate T	Felul radiației ly/min	Înălțimea soarelui în grade, h_S					
		10	20	30	40	50	60
$T=1$ atmosfera reală	Radiația difuză —i	0,028	0,053	0,074	0,091	0,102	0,108
	Radiația globală $I+i$	0,257	0,577	0,886	1,174	1,418	1,615
$T=3,25$	Rad. difuză $=i$	0,074	0,114	0,146	0,169	0,189	0,201
	Rad. globală $I+i$	0,169	0,421	0,641	0,959	1,194	1,382
$T=5,50$	Rad. difuză i	0,113	0,167	0,208	0,399	0,260	0,273
	Rad. globală $I+i$	0,153	0,347	0,574	0,800	1,024	1,198

În tabel s-au inclus și datele radiației globale (sau totale), care este suma fluxurilor de radiație solară directă și cea difuză ($I+i$). Aceasta prezintă variații similare cu ale radiației directe și difuze.

§ 8. Reflexia radiațiilor solare

Atît radiația solară directă, cît și cea difuză, căzînd pe diferite suprafețe, suferă fenomenul de reflexie. Capacitatea de reflexie a unei suprafețe pentru radiațiile ce cad pe aceasta, poartă numele de *albedou*. Acesta se exprimă în procente și este dat de raportul

$$A = \frac{R}{I} \cdot 100,$$

în care :

R este intensitatea radiațiilor reflectate de o suprafață oarecare ;

I — intensitatea radiației incidente (ce cade pe această suprafață).

Albedoul are diferite valori în funcție de natura suprafeței ce reflectă radiațiile. În tabelul 10 sînt date mai multe exemple.

Tabelul 10

Valorile albedoului în funcție de natura suprafeței

Felul suprafeței	Albedoul în %
Zăpadă proaspăt căzută	75—90
Nisip galben	35
Nisip de rîu	43
Argilă uscată	23
Argilă umedă	16
Iarbă verde	26
Iarbă uscată	19
Pădure de conifere	10—18
Ogor negru uscat	8—12
Secară și grîu în diferite faze vegetative	10—26

De remarcat este faptul că albedoul se micșorează la creșterea umidității solului, fapt care joacă un rol important în procesul modificării regimului termic al cîmpurilor irigate.

Albedoul suprafeței apelor este variabil și depinde de starea de agitație, precum și de unghiul de incidență al razelor solare și deci

de înălțimea Soarelui. Astfel pentru înălțimea Soarelui de 90°, albedoul suprafeței apelor este 2%, pentru 50° de 4% și pentru 20° de 12%.

Albedoul norilor depinde atît de forma cît și de microstructura acestora. Astfel cele mai mari valori ale albedoului le prezintă norii Altocumulus (73%) și Stratocumulus 64%. Valorile mari ale acestor albedouri se datoresc faptului că acești nori au un conținut mai mare de picături de apă.

Albedoul Pămîntului ca planetă a fost apreciat la valoarea de 39%. Acesta a fost calculat pe baza observațiilor astronomice a valorilor intensității radiației luminoase pe care acesta o primește de la Soare și de la Lună.

§ 9. Radiația Pămîntului și a atmosferei

Scoarța terestră și atmosfera, avînd temperatura mai mare decît zero absolut sînt capabile să emită energie.

Întrucît temperatura Pămîntului și a atmosferei este foarte mică, față de aceea a Soarelui, energia radiată de Pămînt și de atmosferă este de mare lungime de undă (10—15 μ) situată în regiunea invizibilă a spectrului în domeniul infraroșului.

Atît scoarța terestră, cît și atmosfera nefiind corpuri negre, legile radiației termice ale acestora diferă de a unui corp negru, astfel că este necesar a se aplica factori de corecție acestor legi.

Din studiul radiației terestre a reieșit că aceasta trebuie considerată ca un „corp cenușiu" al cărui flux de radiații R_s se poate exprima, conform legii lui Ștefan-Boltzmann prin relația :

$$R_s = \delta\sigma \cdot T_s^4,$$

în care :

T_s este temperatura absolută a suprafeței terestre ;

δ — un coeficient de emisie (respectiv de absorbție) ale cărui valori sînt cuprinse între 0,85—0,99 și care depinde de capacitatea relativă de emisie a diferitelor suprafețe ;

σ — constanta lui Boltzmann.

Fluxul de radiație al suprafeței terestre depinde de temperatura acesteia, intensitatea sa crescînd cu temperatura.

Acest flux se produce atît ziua cît și noaptea, nedepinzînd de intensitatea radiației solare directe și difuze.

Radiația atmosferei are un caracter mai complicat în comparație cu radiația suprafeței terestre, deoarece conform legii lui Kirchoff, gazele din aerul atmosferic, emit și absorb energia într-un mod complex și selectiv.

Datorită faptului că vaporii de apă, bioxidul de carbon și ozonul absorb radiațiile de mare lungime de undă, cea mai mare parte a radiației Pămîntului este absorbită de atmosferă și în același timp, atmosfera este străbătută și de radiația solară.

Norii au rolul principal în absorbția și emisia radiațiilor infraroșii în atmosferă. Este de menționat că atmosfera produce încălzirea suprafeței terestre datorită proprietății ce poartă numele de *efect de seră al atmosferei.*

§ 10. Radiația efectivă

S-a văzut că scoarța terestră absoarbe în permanență radiațiile de lungime scurtă de undă, însă în același timp, emite radiațiile cu lungimea mare de undă. Acestea sînt parțial absorbite de atmosferă, care devine astfel capabilă de a emite radiațiile de mare lungime de undă. O parte a acestei emisiuni de unde lungi este orientată către scoarța terestră și poartă numele de *radiație inversă* sau *contraradiație atmosferică* (C_a).

Intensitatea contraradiației se definește ca fiind cantitatea radiațiilor de unde lungi pe care o primește de la atmosferă 1 cm^2 de suprafață terestră în timp de 1 minut.

Se menționează că întrucît suprafața terestră nu este un corp absolut negru, din fluxul de radiație primit, acesta nu absoarbe decît o parte exprimată, prin fracțiunea $a_1 C_a$ (a_1 fiind coeficientul de absorbție pentru atmosferă).

În radiometrie diferența dintre intensitatea radiației proprii a suprafeței terestre ($\delta\sigma \cdot T_s^4 = R_s$) și intensitatea contraradiației atmosferice ($a_1 C_a$), fracțiunea absorbită de suprafața terestră) poartă denumirea de *radiație efectivă* R_f, a suprafeței terestre, adică :

$$R_f = \delta\sigma \cdot T^4 - a_1 C_a.$$

Cînd $R_f > 0$, prin emiterea radiațiilor de mare lungime de undă (infraroșii) suprafața terestră pierde energie. În cazul inversiunilor termice foarte accentuate și cînd umezeala aerului este mare, radiația efectivă devine negativă (adică $R_f < 0$) și deci scoarța terestră primește energie.

Nebulozitatea micșorează radiația efectivă și dacă plafonul norilor este coborît, aceasta devine egală cu zero, deoarece picăturile de

apă ce alcătuiesc norul, emit radiații ca și un corp negru, astfel că valorile fluxurilor R_s și C_a devin egale. Dependența radiației efective de felul norilor este ilustrată de datele următoare :

Felul norilor	Radiația efectivă, ly/min
Nori inferiori	0,041
Nori Altocumulus	0,047
Nori Cirrus	0,124
Cer senin	0,147

Importanța practică a radiației efective, constă în faptul că permite determinarea schimbului de căldură între suprafața terestră și atmosferă și deci se pot prevedea înghețurile nocturne ; de asemenea mai permite calcularea bilanțului caloric în timpul topirii zăpezii etc.

Variațiile radiației efective. Aceasta reprezintă o variație diurnă cu un minim după apusul Soarelui și un altul înainte de răsăritul Soarelui.

Aceasta atinge valoarea maximă în jurul orei 12.

Variația anuală a radiației efective este caracterizată de un minim în lunile de iarnă și de un maxim care se produce primăvara.

§ 11. Bilanțul radiațiilor la suprafața Pământului

Bilanțul energiei radiante la suprafața Pământului este diferența dintre intensitatea radiației primite și cea consumată de scoarța terestră.

Notînd acest bilanț cu B, componentele sale vor fi :

1) Fracțiunea din radiația solară directă exprimată prin :

$$I—rI=I\,(1—r),$$

în care r este fracțiunea radiației reflectate de suprafața terestră.

2) Fracțiunea de radiație difuză dată de :

$$i—ri=(1—r)\,i.$$

3) Fracțiunea din contraradiația atmosferică absorbită de suprafața terestră : a_1C_a.

Cele trei componente de mai sus reprezintă energia radiată, primită de suprafața terestră.

Pe lîngă aceasta suprafaţa terestră pierde radiaţia terestră $R_s = \delta\sigma T_s^4$.
Deci bilanţul de radiaţie al suprafeţei terestre va fi :

$$B = [I(1-r) + i(1-r) + a_1 C_a] - \delta\sigma T_s^4$$

sau :

$$B = (1-r)(I+i) - R_f,$$

în care :

$R_f = \delta\sigma T^4 - a_1 C_a$ este radiaţia efectivă ;
$(I+i)$— radiaţia totală sau globală.

Bilanţul de radiaţie se poate determina pe diferite intervale de timp (o oră, 24 ore, o lună, un an etc.), putînd avea valori pozitive sau negative. Astfel bilanţul diurn este pozitiv ziua şi negativ noaptea, iar cel anual este pozitiv în perioada caldă a anului şi negativ în cea rece.

De asemenea bilanţul de radiaţie este variabil în funcţie de latitudine şi deci de unghiul de înălţime al Soarelui.

Bilanţul radiaţiilor prezintă şi un interes practic, întrucît dictează repartiţia temperaturii în sol şi în stratul de aer din vecinătatea solului.

De asemenea acest bilanţ influenţează procesul evaporării, formării ceţii, topirii zăpezii, producerii îngheţurilor, formării şi transformării maselor de aer etc.

Variaţiile diurne ale bilanţului de radiaţie, în diferite condiţii, sînt redate în tabelul de mai jos în care valorile bilanţului sînt exprimate în cal/cm²/min sau (ly/min).

Tabelul 11

Variaţiile diurne ale bilanţului de radiaţii

Orele	Senin				Cer noros			
	Primăvară	Vară	Toamnă	Iarnă	Primăvară	Vară	Toamnă	Iarnă
0	−0,076	−0,063	−0,092	−0,088	−0,029	−0,018	−0,018	−0,034
8	−0,123	0,392	0,045	0,077	0,051	0,098	0,053	−0,007
12	0,355	0,632	0,390	0,028	0,107	0,247	0,085	0,019
20	−0,048	−0,042	−0,080	−0,082	0,004	−0,004	0,012	−0,007

În dezvoltarea acestor procese meteorologice este de mare importanţă bilanţul de radiaţie al sistemului Pămînt-atmosferă (care este considerat într-o coloană verticală cu secţiune transversală de 1 cm² şi cu înălţimea socotită de la limita superioară a atmosferei pînă la suprafaţa terestră). Bilanţul acestui sistem are valori pozitive în regiunea de la ecuator pînă la latitudinea de 30—40° şi negative pentru restul emisferelor.

Trebuie menționat că bilanțul de radiație al Pămîntului, ca planetă, trebuie să fie egal cu zero, deoarece nu se produc variații accentuate ale regimului termic în funcție de timp, pe întregul Pămînt.

§ 12. Instrumente pentru măsurarea intensității radiațiilor

Pentru determinarea intensității fiecărui fel de radiație se utilizează instrumente adecvate. Acestea măsoară intensitatea energiei radiației pe care o primește sau o emite o suprafață într-un anumit timp. În general, intensitatea oricărui fel de radiație se măsoară prin efectul caloric produs, astfel că acesta se exprimă în același fel de unități — cal/cm^2 · min sau ly/min.

§ 13. Măsurarea radiației directe. Pirheliometre și Actinometre

Pentru determinarea intensității radiației directe în unități absolute se folosesc pirheliometrele. Actionometrele măsoară intensitatea radiației directe în unități relative. Rezultă deci că orice actionometru se etalonează în comparație cu instrumentul absolut (care este pirheliometrul). Astfel de instrumente se numesc în prezent radiometre.

Aparatele mai utilizate sînt *pirheliometrul cu compensație electrică tip Angström.*

Acesta este format dintr-un tub metalic, nichelat la exterior *T*, iar în interior înnegrit și prevăzut cu diafragme, care au rolul de a limita fascicolul de radiații directe, ce vin de la Soare. Pe capacul tubului se află două fante prin care pătrund radiațiile la piesa sensibilă. Aparatul este prevăzut cu un suport *S*. La partea inferioară a tubului metalic se află piesa sensibilă a aparatului, alcătuită din două lame metalice *1*, *2* (cu dimensiunile de 0,02×2×20 mm), confecționate din manganin (fig. 22, b) și acoperită cu un strat de negru de fum. Pe părțile inferioare ale lamelor se află sudurile unui cuplu termoelectric *3* (manganin-constantan), care sînt cuplate cu galvanometrul *G*.

Pentru măsurarea intensității radiației directe, pirheliometrul este orientat cu fantele tubului perpendicular pe direcția razelor solare. Una dintre fante este acoperită și astfel împiedică radiațiile de a ajunge la lama *2*.

Sub acțiunea radiațiilor ce cad numai pe lama *1*, aceasta se încălzește, astfel că datorită diferenței de temperatură, între aceasta și lama *2* (care este ecranată) se va produce un curent termoelectric, care va produce devierea acului galvanometrului *G*.

Cantitatea de căldură q dezvoltată în lama *1*, sub acțiunea radiației directe, va fi proporțională cu intensitatea I a radiațiilor, cu suprafața S a lamei și cu coeficientul de absorbție a acesteia, adică :

$$q = I\, a\, S.$$

Pentru a produce aceeași cantitate de căldură și în lama umbrită *2*, se generează un curent electric de compensație produs de bateria de

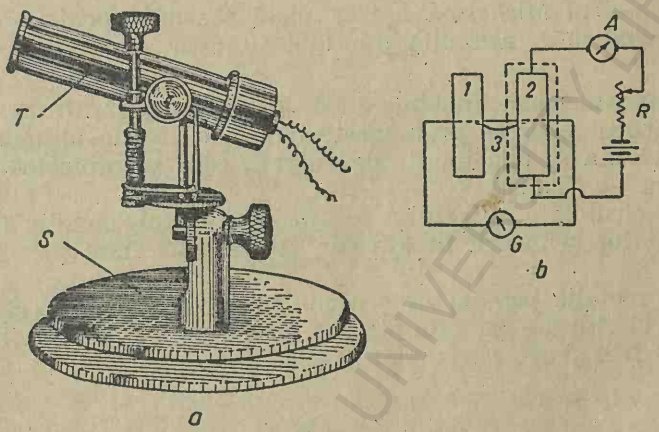


Fig. 22. *a* — Radiometrul (pirheliometrul) cu compensație ; *b* — schema de principiu.

elemente ce se măsoară prin intermediul reostatului R și a miliampermetrului A.

În momentul cînd curentul de compensație produce o încălzire a lamei *2* egală cu a lamei *1*, curentul termoelectric va fi anulat, iar acul galvanometrului revine la zero.

Conform legii lui Joule, această cantitate de căldură q generată de curentul electric se exprimă prin relația :

$$q = 60\, cri^2,$$

în care r și i sînt rezistența și intensitatea curentului de compensație, iar c o constantă.

Egalînd relațiile care exprimă valoarea q va rezulta

$$60\, cri^2 = I \cdot a \cdot s$$

de unde

$$I = \frac{60c \cdot r \cdot i^2}{a \cdot s}$$

sau

$$I = k \cdot i^2$$

deoarece c, r, a, și s sînt constante, se determină numai i.

Acest pirheliometru măsoară intensitatea radiației directe în langley/min.

Actinometrul Michelson are ca piesă sensibilă pentru radiații o lamă bimetalică *1*, alcătuită din oțel și invar, acoperită cu negru de fum.

Un capăt al lamei bimetalice este fixat într-o garnitură metalică *m*, iar capătul opus se prelungește cu două fire de aluminiu între capetele cărora se află un fir de cuarț *f*, care se proiectează într-o mică oglindă *o* (fig. 23).

Piesa sensibilă a aparatului se află într-un tub metalic *T*, nichelat la exterior și înegrit în interior. Acesta este fixat pe un suport metalic.

Tubul metalic posedă un orificiu *1*, prevăzut cu un căpăcel *2*, prin a cărui ridicare radiația directă, căzînd pe lama bimetalică produce încălzirea și deci curbarea acesteia.

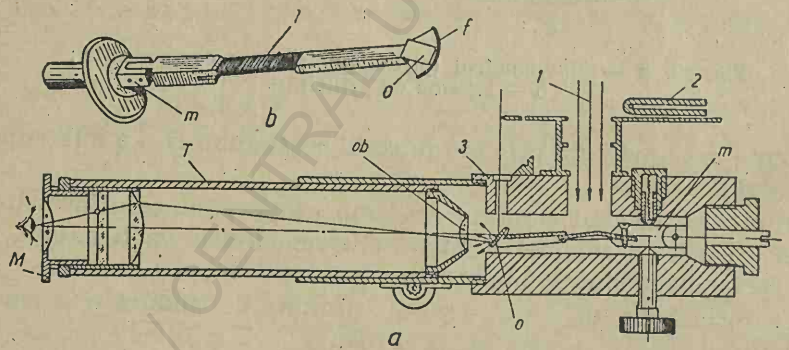


Fig. 23. *a* — Actinometrul Michelson (schematic) ; *b* — piesa receptoare.

Un alt orificiu mai mic *3*, permite pătrunderea razelor luminoase la oglindă.

Prin deformarea lamei bimetalice sub acțiunea radiației directe, firul de cuarț se deplasează în fața unei scări micrometrice de pe obiectivul *ob*, din cîmpul microscopului *M*.

Numărul diviziunilor m cu care se deplasează firul de cuarț, este direct proporțional cu diferența temperaturilor $t—t_1$ a lamei bimetalice și a tubului metalic de protecție și deci

$$n=k\,(t—t_1).$$

Însă radiația de mai sus este proporțională cu intensitatea radiației ce a produs încălzirea și deci prin aplicarea relației generale

$$I \cdot a \cdot s=k\,(t—t_1)$$

de unde

$$I=\frac{k\,(t—t_1)}{as},$$

în care $\frac{k}{as}$ este un coeficient de transformare, ce se determină pentru fiecare aparat în parte. Acest actinometru este utilizat ca etalon pentru compararea celorlalte aparate actinometrice.

§ 14. Instrumente pentru determinarea intensității radiației difuze

Piranometrul este aparatul cu ajutorul căruia se măsoară intensitatea radiației difuze. Pentru ca la piesa sensibilă a piranometrului să ajungă numai radiația difuză, acesta este prevăzut cu un ecran de umbrire E. În cazul în care se determină intensitatea radiației globale, aparatul trebuie să funcționeze fără acest ecran.

Unul din cele mai utilizate este *piranometrul termoelectric* $P=3\times3$ (deoarece are suprafața piesei sensibile R de 3×3 cm, formată din lamele de manganin-constantan, legate în serie și dispuse în șah (fig. 24, *a*, *b*), protejate de o calotă de sticlă S.

Pe părțile inferioare ale lamelelor negre sînt lipite termosudurile pare, iar pe cele albe termosudurile impare. Capetele acestora sînt sudate la două borne care prin conductorii respectivi se cuplează cu galvanometrul. Determinarea intensității radiației difuze se reduce la măsurarea intensității curentului termoelectric generat sub influența radiației difuze.

Piranometrul Arago-Davy, este format din două termometre identice, unul avînd rezervorul acoperit cu negru de fum iar celălalt cu alb de magneziu. Rezervoarele termometrelor sînt protejate de către un înveliș sferic de sticlă pentru a fi ferite de efectul vîntului și precipitațiilor (fig. 25).

Ambele termometre se instalează pe un suport și pentru determinarea intensității radiației difuze (sau globale) se procedează la citirea temperaturilor t_n și t_a indicate de termometrul cu rezervorul negru și alb.

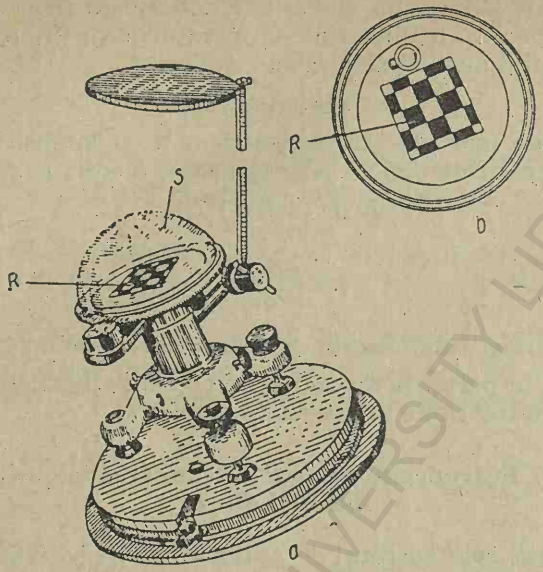


Fig. 24. *a* — Piranometrul $P=3\times3$; *b*=piesa receptoare.

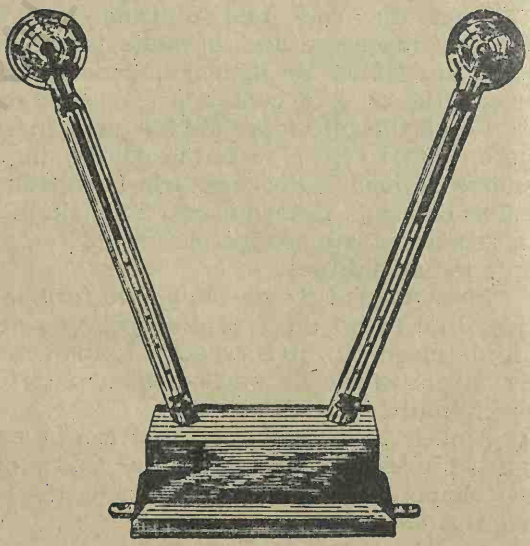


Fig. 25. Piranometrul Arago-Dєvy

BCU IAȘI CENTRU UNIVERSITY LIBRARY

Intensitatea radiației difuze i este dată de relația simplă

$$i = \beta (t_n - t_a),$$

în care β este un coeficient de transformare, ce reprezintă cantitatea de căldură exprimată în milicalorii/cm² · s pentru diferența de temperatură de 1 °C între cele două termometre.

Piranograful Robitsch este un aparat care înregistrează zilnic variațiile intensității radiației difuze sau globale. Acesta are ca piesă sensibilă două lame bimetalice vopsite în alb. Între acestea se află o lamă identică vopsită în negru (fig. 26).

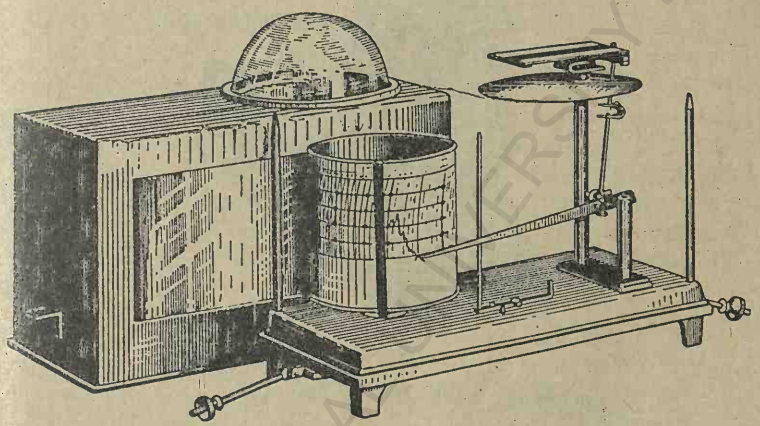


Fig. 26. Piranograful (actinograful) Robitsch.

Aceste lame sînt cuplate la un sistem de pîrghii, care este astfel dimensionat, încît temperatura mediului influențează asupra lor în mod egal și deci sistemul de pîrghii nu suferă nici o deviere.

Sub acțiunea radiațiilor (bolții cerești și a Soarelui), lama neagră se deformează mai mult, deoarece absoarbe aproape totalitatea radiațiilor.

Ca urmare, lamele se vor curba. Sistemul de pîrghii amplifică această deformare, astfel încît pe diagrama fixată pe mecanismul cilindric de ceasornic, *1* langley/min este extins pe un interval de 2,5 cm.

Piesa receptoare a aparatului este protejată de o calotă semisferică de sticlă, iar în interiorul cutiei aparatului se află o mică capsulă cu silicagel, care împiedică condensarea vaporilor pe piesa sensibilă a aparatului.

§ 15. Determinarea intensității radiațiilor reflectate

Deoarece radiația directă, cît și cea difuză sînt reflectate de suprafața Pămîntului, pentru determinarea intensității radiației reflectate se utilizează aparatul numit *albedometru*.

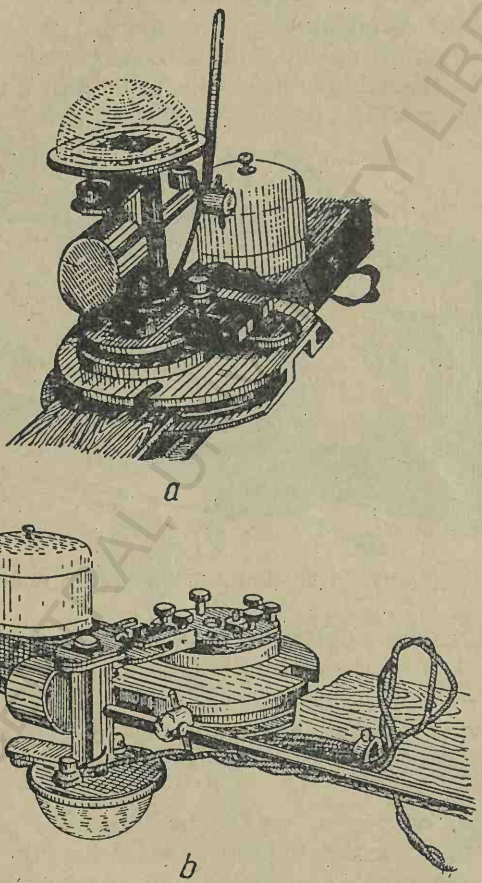


Fig. 27. *a* — Albedometrul ; *b* — Albedometrul rotit cu 180°

Acesta este asemănător cu piranometrul descris mai sus, însă suportul său este prevăzut cu suspensie cardanică, spre a permite menținerea aparatului în poziție perfect verticală, precum și a piesei receptoare în poziție perfect orizontală (fig. 27).

Cu aldebometrul se mai efectuează și determinarea intensității radiației globale ; în acest caz aparatul se orientează cu piesa receptoare în sus.

Apoi aparatul se întoarce cu piesa receptoare în jos, spre suprafața al cărei albedou se determină (apă, teren ierbat, nisip etc.).

În ambele determinări, bornele albedometrului sînt legate cu galvanometrul actinometric.

Raportul celor două determinări permite aflarea valorii albedoului.

§ 16. Determinarea intensității radiației efective

Aceasta se efectuează cu *pirgeometrul* (fig. 28).

Un astfel de aparat este pirgeometrul Svinov-Janișewski, care are ca piesă receptoare două perechi de lame subțiri de manganin. Acestea sînt dispuse orizontal și alternativ, o parte din ele fiind acoperite cu negru de platină și cealaltă parte fiind aurită. Pe părțile interioare ale lamelor sînt lipite sudurile unei baterii termoelectrice, care prin bornele aparaturii sînt cuplate cu galvanometrul actinometric.

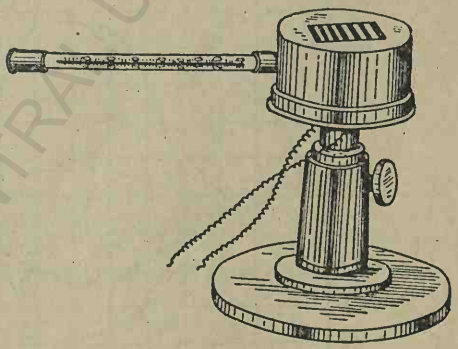


Fig. 28. Pirgeometrul.

Lamele aurite reflectă aproape total radiațiile de mare lungime de undă și deci, conform legii lui Kirchoff, și capacitatea lor de a emite radiații este neglijabilă.

Lamele înnegrite absorb total radiațiile ce cad pe ele și deci și capacitatea lor de a emite radiații E_r, care, conform legii lui Ștefan Boltzmann, este dată de relația

$$E_r = \sigma T^4.$$

Concomitent asupra lamelor înnegrite mai acționează și C_a — contra radiația atmosferei, astfel că în funcție de E_r și C_a, lamele înnegrite se vor încălzi sau se vor răci.

Deci între lamele înnegrite și cele lucioase va exista o diferență de temperatură și în consecință va apare un curent termoelectric, a cărui intensitate i se determină la galvanometrul sensibil.

Intensitatea radiației efective R_f, conform legii lui Joule este dată de relația

$$R_f = E_r - C_a = \frac{0{,}24\, r\, 60}{S}\, i^2 = k i^2 ,$$

în care valoarea constantei k se determină experimental.

§ 17. Determinarea bilanțului radiațiilor

Se efectuează cu bilanțmetrul. Am văzut că bilanțul radiațiilor rezultă din însumarea componentelor, reprezentate prin diferitele feluri de radiații. Astfel, în fig. 29 este reprezentat grafic un aspect

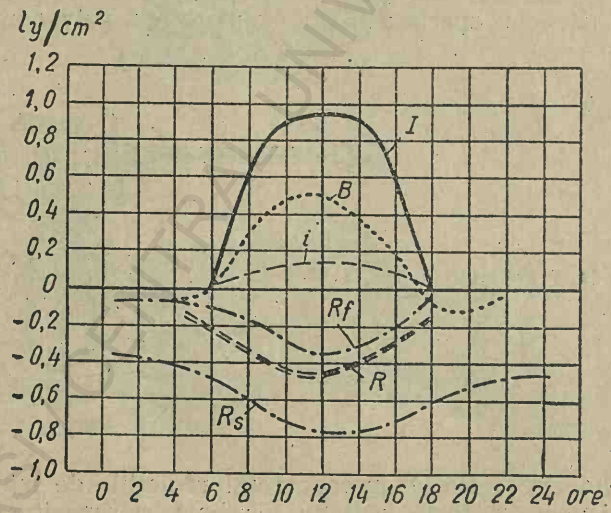


Fig. 29. Variația diurnă a componentelor bilanțului de radiație.

al bilanțului diurn B al acestora, precum și componentele acestuia: radiația directă I, radiația difuză i, radiația efectivă R_f, radiația reflectată R și radiația terestră R_s.

Bilanțmetrul termoelectric este instrumentul care determină bilanțul radiațiilor.

Acesta are ca parte receptoare pentru radiații două piese identice R formate din împletitură de fire de cupru a căror suprafețe sînt înnegrite (fig. 30). De acestea sînt fixate termosudurile formate din

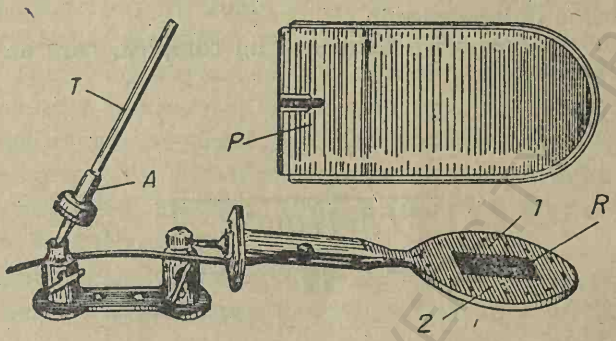


Fig. 30. Bilanțmetrul.

benzi fine de constantan-argint, legate în serie, iar de capetele termobateriilor se cuplează firele de legătură cu galvanometrul.

Cele două piese receptoare superioară și inferioară notate cu *1* și *2*, sînt pentru ca aparatul să fie utilizat în determinări, în aceeași poziție.

Acestea sînt perfect izolate de discul suport, care este prevăzut cu un capac de protecție P și un mîner. Tija T servește pentru fixarea ecranului de umbrire.

În timpul determinărilor piesa receptoare de deasupra fiind orientată către atmosferă va primi radiația globală $(I+i)$ și contraradiația C_a și va pierde prin emisiune cantitatea E_1, astfel că bilanțul radiațiilor b_1 pentru această piesă este dat de relația

$$b_1 = I + i + C_a - E_1.$$

În același timp piesa receptoare inferioară, fiind orientată către sol, va primi radiația proprie a solului R_s și radiația reflectată de acesta R și va emite cantitatea E_2, iar bilanțul b_2 al acestei piese va fi

$$b_2 = R_s + R - E_2.$$

Datorită diferenței de încălzire sub influența radiațiilor, ce influențează piesele *1* și *2*, se generează un curent termoelectric a cărui intensitate se determină la galvanometrul actinometric.

Adică bilanțul radiației B, la suprafața Pămîntului va fi

$$B=b_1-b_2=[(I+i)+C_a-E_1]-[R_s+R-E_2]$$

deoarece piesele sînt identice $E_1=E_2$ și deci bilanțul devine

$$B=[(I+i)+C_a]-[R_s+R]$$

care se exprimă în langley/min.

Aparatele actinometrice formează un complex, care se instalează în condiții speciale.

CAPITOLUL IV

REGIMUL TERMIC AL SOLULUI ȘI AL ÎNTINDERILOR MARI DE APE

§ 1. Temperatura solului

a. **Proprietățile termice ale solului.** Datorită faptului că atmosfera terestră nu reține decît o parte cu totul neînsemnată din energia solară, la suprafața Pămîntului va ajunge cea mai mare parte a acestei energii.

Ajunsă la suprafața Pămîntului, energia radiantă solară este supusă unor importante transformări. Astfel o parte din energia radiantă solară este transformată în energie calorică, iar o altă parte este reflectată către atmosferă. Din complexul acestor transformări, proprietățile fizico-chimice ale suprafeței terestre și unghiul sub care cad radiațiile solare, au un rol hotărîtor.

În urma transformării energiei radiante solare în energie calorică, suprafața terestră se încălzește și devine la rîndul ei, o sursă de energie : o parte din această căldură este transmisă straturilor inferioare, o parte este folosită în diferite procese fizico-chimice, iar o altă parte este cedată atmosferei, sub formă de radiații calorice de diferite lungimi de undă. Pentru aceste motive, suprafața terestră a fost denumită *suprafața activă*.

Solul, partea solidă a suprafeței terestre, prezintă din punct de vedere termic proprietăți fizice deosebite datorită diversității însuși-

rilor componenților respectivi. Mai trebuie amintit că în afară de constituenții solizi în compoziția fizică a solului intră în mod obișnuit aerul și apa.

Toate aceste elemente vor influența într-un fel sau altul, atît procesul de încălzire cît și modul de propagare a căldurii în sol.

Problema determinării temperaturii solului implică multe dificultăți. Dacă regional, rezolvarea acestei probleme, pare a fi pe cale de soluționare, în urma organizării și dotării stațiilor meteorologice cu instrumentația necesară, la scară planetară, totuși întinderi mari ale suprafeței terestre se găsesc și vor continua să se găsească în afara observațiilor respective. Mai trebuie amintit, că dificultățile sînt generate și de varietatea structurii fizice a solului, a învelișului său, a vegetației de tot felul etc.

În condițiile actuale problema temperaturii solului prezintă un interes deosebit, atît sub aspect teoretic, cît și al cerințelor de ordin practic.

Cunoașterea proprietăților termice ale solului implică o analiză minuțioasă a tuturor proceselor fizico-chimice care se produc în cursul răcirii sau încălzirii acestuia.

Însușirea esențială a oricărui fel de sol este determinată în mare măsură de capacitatea lui de a transmite cantități mai mari sau mai mici de căldură, de la straturile cu temperaturi mai ridicate către cele mai reci. Din fizică se știe că această proprietate este caracterizată de coeficientul de conductivitate calorică.

Această noțiune reprezintă cantitatea de căldură, care trece sub formă de flux în unitatea de timp (secundă), prin unitatea de suprafață (centimetru pătrat) al unui strat gros de 1 cm pentru o diferență de temperatură de 1 °C între partea superioară și cea inferioară a stratului considerat.

Conductivitatea calorică care se va nota cu K, reprezintă, așadar, o mărime caracteristică pentru fiecare fel de sol. Deoarece în mod obișnuit, în sol există aer și apă, aceste corpuri vor modifica la rîndul lor proprietățile termice ale solului. Influența exercitată va depinde de coeficienții calorici ai acestor corpuri : coeficientul caloric al apei, K=0,0013 cal/cm · s · grd, iar al aerului K=0,00005 cal/cm · s · grd.

Ținînd seama de aceste valori, solurile cu o umezeală redusă, vor prezenta o conductivitate calorică mai mică, decît cele umede.

În tabelul 12 sînt cuprinse valorlie coeficientului de conductivitate calorică, determinate pe baza observațiilor asupra temperaturii în diferite soluri:

Tabelul 12

Valorile coeficienților de conductivitate în funcție de natura solului

Felul solului	Coeficientul de conductivitate calorică
Sol nisipos	0,0028 cal/cm. s. grad
Sol cu apă în pori	0,0042 cal/cm. s. grad
Pămînt	0,0044 cal/cm. s. grad
Granit	0,0097 cal/cm. s. grad
Gresie	0,0107 cal/cm. s. grad

O altă mărime fizică importantă de asemenea în procesul de încălzire sau de răcire a corpurilor este *căldura specifică*. Ea reprezintă cantitatea de căldură necesară ridicării temperaturii cu 1 °C a unui gram sau a unui centimetru cub dintr-un corp oarecare.

Dacă se consideră gramul, ca unitate de măsură, căldura specifică poartă denumirea de *căldură gravimetrică c*, în cazul volumului, pentru care unitatea de măsură este centimetrul cub, căldura specifică se numește *căldură specifică volumetrică* și se notează cu *C*.

Între aceste două mărimi există relația

$$C = c\rho \qquad \text{(IV.1)}$$

în care ρ este densitatea corpului.

La această formulă se ajunge prin intermediul relației calorimetrice

$$Q = cm(t_1 - t_0) \qquad \text{(IV.2)}$$

ținînd seamă de legătura dintre masă, volum și densitate.

Valoarea căldurii specifice gravimetrice este așa dar egală cu

$$c = \frac{C}{\rho}.$$

Căldura specifică volumetrică a unui sol cu constituenți solizi obișnuiți și lipsit complet de apă, a fost găsită, în urma unor determinări repetate, ca fiind cuprinsă între 0,4—0,6 cal/cm³ grd. Pentru același sol și în aceleași condiții de umiditate, căldura specifică gravimetrică a fost egală cu 0,2—0,4 cal/g · grd.

În condiții naturale, solul conține în majoritatea cazurilor și o cantitate oarecare de aer și apă. Acest fapt înseamnă că la determinarea căldurii specifice a solului este necesar să se țină cont și de prezența acestor componenți. Aerul are căldura specifică egală cu 0,0000306 cal/cm³ grd. iar apa are cea mai mare căldură specifică (1 cal/cm³ grd).

Ținînd seama de valorile căldurilor specifice ale diferitelor elemente este ușor de înțeles că prezența aerului în sol va duce la micșorarea căldurii specifice, în timp ce apa va determina creșterea căldurii specifice a solului. Consecință imediată, solurile uscate se încălzesc și se răcesc mai ușor în stratul superficial decît cele umede. Pentru același motiv solurile nisipoase, care nu reține apa, se încălzesc și se răcesc mai rapid, decît cele argiloase, care se bucură de proprietatea că reține apa un timp îndelungat. Solurile umede se vor încălzi mai puțin decît cele uscate, atît datorită faptului că au o căldură specifică mai mare, cît și a conductivității calorice mai mari.

Pentru o caracterizare mai completă a însușirilor fizice ale solului se folosește în mod curent, și noțiunea de conductivitate termică.

Coeficientul de conductivitate termică λ este dat de raportul dintre coeficientul de conductivitate calorică k și căldura specifică c a solului considerat

$$\lambda = \frac{k}{c}. \qquad \text{(IV.3)}$$

Coeficientul de conductivitate termică reprezintă o caracteristică pentru creșterea temperaturii solului, în urma fluxului de căldură determinat de conductivitatea calorică, în unitatea de volum.

Coeficientul λ de conductivitate termică se exprimă în cm²/s.

Față de cele arătate pînă acum în legătură cu mărimile care exprimă coeficientul de conductivitate termică, se deduce ușor că valoarea acestuia va fi mai mare în cazul aerului decît al apei. Pentru aerul complet liniștit, coeficientul de conductivitate termică λ=0,16 cm²/s iar pentru apă λ=0,0013 m²/s. Aceste date arată, așa dar, că solurile complet uscate au o conductivitate termică mai mare decît cele umede. Conductibilitatea termică apare, așa dar, ca mărime importantă pentru precizarea proprietății diferitelor soluri în ceea ce privește propagarea căldurii și variațiile temperaturii cu adîncimea.

În cele ce urmează sînt date cîteva exemplificări în legătură cu influența umidității și a aerului asupra mărimilor care caracterizează proprietățile termice ale diferitelor soluri.

Astfel datele următoare indică caracteristicile unui sol alcătuit din cernoziom slab alcalin (regiunea Voronej).

Coeficientul de conductivitate calorică cal/cm.s.grad	Căldura specifică cal/cm³grad	Gradul de umezire al solului
0,00065	0,340	2,0
0,00148	0,420	7,0
0,00253	0,630	20,5

Aceste date scot în evidență influența umidității asupra conductivității calorice și căldurii specifice a solului.

În tabela de mai jos este arătată influența exercitată de gradul de umezire asupura valorilor căldurii specifice gravimetrice exprimată în cal/g · grad pentru trei soluri diferite :

Diferite soluri	Gradul de umezire		
	%	50%	100%
Nisip	0,35	0,48	0,63
Argilă	0,26	0,51	0,90
Turbă	0,20	0,56	0,94

Conținutul de aer sau porozitatea solului, după cum s-a arătat influențează în mare măsură conductivitatea termică a solului.

Legătura între conținutul în aer, dimensiunile glomerulelor și diferitele mărimi fizice, care caracterizează proprietățile termice ale unui sol rezultă din tabela 13.

Tabelul 13

Legătura dintre porozități și caracteristicile solului

Volumul de aer %	Dimensiunile particulelor din sol mm	Căldura specifică volumetrică C	Coeficientul de conductivitate calorică k
50,7	0,25	0,281	0,00048
57,0	0.25—1	0,245	0,00044
60,4	1—2	0,226	0,00040
62,6	2—3	0,213	0,00039
63,9	3—4	0,210	0,00038
64,7	4—5	0,206	0,00037

Din cele arătate pînă acum, rezultă că întrucît porozitatea și structura fiecărui tip de sol variază între limite relativ restrînse, ceea ce caracterizează fiecare sol, rămîne compoziția sa chimico-minerală.

Umezeala apare ca unul din factorii variabili, care exercită o influenţă considerabilă asupra proprietăţilor termice ale solurilor. Astfel s-a dovedit că în timp ce influenţa tuturor celorlalţi factori variabili nu totalizează decît pînă la cîteva zeci de procente, sub influenţa umezelii proprietăţile termice ale solurilor suferă variaţii foarte mari, pînă la 1 000%. Aceasta înseamnă că, pentru un anumit sol, cercetarea regimului termic poate fi făcută numai în funcţie de conţinutul de umezeală. Dacă se pune însă problema comparării proprietăţilor termice ale diferitelor feluri de soluri, în acest caz este necesar să se ţină seama şi de influenţa exercitată de porozitate (gradul de afînare) şi de structură.

b. **Încălzirea suprafeţei solului.** După cum se ştie, Soarele reprezintă cea mai importantă sursă de încălzire la nivelul suprafeţei terestre. Pentru a înţelege cum se încălzeşte şi se răceşte suprafaţa solului, se va analiza în cele ce urmează evoluţia cantităţii de căldură primită şi cedată de aceasta în decurs de 24 ore. În prima parte a acestei analize, vor fi luate în considerare fenomenele care au loc la suprafaţa solului de la răsăritul şi pînă la apusul Soarelui, ce alcătuiesc bilanţul caloric diurn al suprafeţei solului. În a doua parte, se vor face consideraţii asupra fenomenelor ce se produc în intervalul cuprins între apusul şi răsăritul Soarelui, adică asupra bilanţului caloric nocturn al suprafeţei solului.

Bilanţul caloric diurn al suprafeţei solului. La suprafaţa Pămîntului ajunge, sub formă de radiaţie o cantitate de energie care se notează cu S. Sub influenţa acestei energii radiante, transformată în energie calorică, suprafaţa terestră (în cazul nostru solul) se va încălzi, devenind la rîndul său o sursă de energie calorică. În această situaţie, solul va emite energie către atmosferă, încălzind straturile inferioare. Alte cantităţi de energie vor fi utilizate în procesul evaporării etc. astfel că se va putea scrie

$$B_1 = S - R - E - V - T_c - F_t, \qquad \text{(IV.4)}$$

în care :

B_1 este bilanţul caloric diurn ;

S — intensitatea energiei radiante ajunsă la suprafaţa Pămîntului ;

R — intensitatea energiei radiante reflectată de suprafaţa solului ;

E — intensitatea energiei radiante emisă de suprafaţa solului ;

V — intensitatea energiei radiante transformată în căldură şi consumată în procesul evaporării ;

T_c — energia calorică cedată straturilor de aer vecine suprafeței terestre și care determină procesele de turbulență și convecție ;

F_l — fluxul caloric îndreptat de la suprafața Pămîntului către straturile inferioare.

Așadar, din această relație rezultă că bilanțul caloric diurn (B_1) reprezintă energia calorică rămasă disponibilă și care va fi folosită pentru încălzirea suprafeței terestre în cursul zilei.

Mărimile din membru al doilea al relației (IV.4) care determină bilanțul diurn sînt reprezentate schematic în fig. 31.

Bilanțul caloric nocturn. De la apusul Soarelui, în cursul nopții și pînă la răsăritul Soarelui, se produc o serie de fenomene calorice, care în ansamblul lor sînt cunoscute sub denumirea de bilanț caloric nocturn.

Cu elementele care intră în componența bilanțului caloric nocturn poate fi alcătuită relația

$$B_2 = -E' + T_c + V' + F_l' \qquad \text{(IV.5)}$$

Rezultă deci că în intervalul de timp, de la apusul la răsăritul Soarelui, suprafața terestră cu toate că nu mai primește energie solară, va continua totuși să emită energie. În urma acestui fenomen, suprafața terestră, în mod firesc, cedînd căldură, se va răci. Răcindu-se

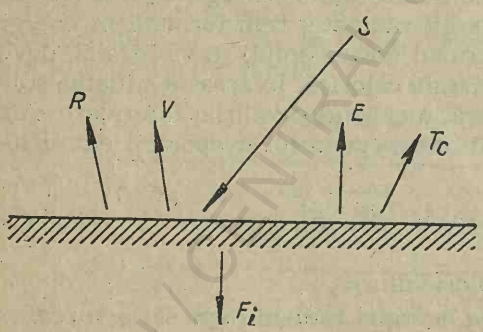


Fig. 31. Componentele bilanțului caloric diurn al suprafeței solului.

suprafața terestră va căpăta o temperatură atît straturile de aer din imediata ei apropiere cît și straturile mai adînci ale solului. În aceste condiții, fluxurile de căldură vor avea în cursul nopții o orientare cu totul diferită de aceea din cursul zilei. Ele vor fi orientate toate către suprafața Pămîntului. Se produce astfel o compensare parțială, în procesul de răcire al suprafeței terestre determinată de radiația nocturnă (—E).

În schema din figura 32, sînt cuprinse elementele bilanțului caloric nocturn al suprafeței terestre în care V' reprezintă cantitatea de căldură care rezultă în urma fenomenului de condensare ; T'_c repre-

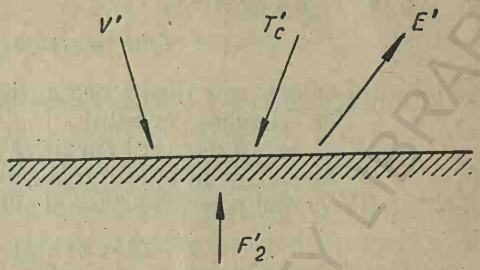


Fig. 32. Componentele bilanțului caloric nocturn al suprafeței solului.

zintă fluxul de căldură din aer rezultat în urma schimbului turbulent. Celelalte mărimi sînt cunoscute.

Dacă se ține seama de fenomenele calorice, care au loc la nivelul suprafeței terestre, atît în cursul zilei, cît și în cursul nopții, se poate afirma că bilanțul caloric în decurs de 24 ore va fi

$$Q = B_1 - B_2.$$

Procedînd la înlocuirea elementelor cuprinse în relațiile (IV.4) și (IV.5) se va obține

$$Q = S - R - E - V - T_c - F_l + E' - T'_c - V' - F'_l. \qquad \text{(IV.6)}$$

În anumite împrejurări, unele componente ale bilanțului caloric la suprafața solului pot deveni neglijabile. Astfel în timpul nopții : se anulează S, R energia radiantă reflectată de suprafața solului în cursul zilei, cînd este mascată de insolație, V' cantitatea de căldură rezultată în urma fenomenului de condensare în zilele senine etc.

În sfîrșit se poate spune că din relația (IV.6) în care intră principalele componente ale bilanțului caloric, rezultă cantitatea de căldură care va determina mersul temperaturii la suprafața solului. Toate mărimile bilanțului caloric la suprafața Pămîntului, pot fi raportate la unitatea de suprafață și unitatea de timp. Bilanțul caloric al nivelului supurafeței terestre va depinde, după cele arătate pînă acum, de întreaga diversitate a proprietăților fizico-chimice ale solului.

§ 2. Variația temperaturii suprafeței solului

În paragraful precedent s-a arătat că bilanțul caloric total Q reprezintă cantitatea de căldură disponibilă la un moment dat la suprafața Pămîntului și care contribuie la încălzirea sau răcirea suprafeței

terestre. Cu alte cuvinte, prin analogie cu alte fenomene asemănătoare din fizică, bilanțul caloric dă indicații asupra variației temperaturii suprafeței terestre.

Astfel din fizică se știe că

$$Q = m\,c(t - t_0), \tag{IV.7}$$

adică bilanțul caloric este direct proporțional cu :

m — masa corpului ;

c — căldura lui specifică ;

$t - t_0$ — variația de temperatură (Δt).

Relația (IV.7) mai poate fi scrisă și sub forma

$$Q = m\,c\,\Delta t$$

care, dacă $m = 1$, devine

$$Q = c\,\Delta t, \tag{IV.8}$$

relație, din care rezultă următoarea formulă

$$\Delta t = \frac{\Delta Q}{c}. \tag{IV.9}$$

Această formulă este extrem de importantă, deoarece pe baza elementelor pe care le conține se pot face o serie de aprecieri, în legătură cu variația temperaturii unui corp oarecare. Pentru cazul de față, din această relație se trage concluzia că variația temperaturii suprafeței solului va fi pozitivă dacă bilanțul caloric Q va fi pozitiv. Cu alte cuvinte se poate spune că, temperatura suprafeței solului va crește, dacă Q va fi pozitiv, adică atunci cînd suprafața terestră va primi mai multă căldură decît cedează.

Rezultă de asemenea rolul căldurii specifice în procesul evoluției temperaturii suprafeței solului. Astfel, pentru o căldură specifică mare, care se poate realiza în cazul solului umed, variația temperaturii la suprafața solului se va micșora.

În evoluția temperaturii suprafeței solului se disting două feluri de variații :

— variații periodice (regulate) ;

— variații accidentale sau neperiodice.

Variațiile periodice sau regulate sînt la rîndul lor de două feluri :

— variații periodice diurne ;

— variații periodice anuale.

În evoluția temperaturii suprafeței solului, variațiile accidentale sau neperiodice apar ca rezultat al modificărilor rapide care se produc de la o zi la alta în mersul vremii. Cu alte cuvinte producerea acestor variații este strîns legată de variația elementelor meteorolo-

gice : nebulozitate, precipitații, înseninări etc. Pătrunderea unor mase de aer de origini diferite va determina oscilații însemnate în mersul temperaturii care se vor resfrînge puternic în mersul temperaturii solului. Studiul variațiilor neperiodice ale temperaturii suprafeței solului nu fac obiectul studiului de față, acestea făcînd parte din domeniul agrometeorologiei.

a. **Variația diurnă a temperaturii suprafeței solului.** Evoluția diurnă a temperaturii suprafeței solului poate fi urmărită, atît cu ajutorul datelor orare, cît și după înregistrările termografului. Astfel în decurs de 24 ore, datele respective arată că temperatura suprafeței solului trece printr-o valoare minimă și una maximă, adică execută o oscilație simplă. Producerea temperaturii minime are loc în jurul orei la care răsare Soarele, iar cea maximă de obicei la o oră după trecerea Soarelui la meridianul locului de observație.

Producerea temperaturii minime dimineața este rezultatul influenței nocturne, care devine maximă cu cel puțin înainte de răsăritul Soarelui.

În ceea ce privește producerea maximului de temperatură, decalajul de aproximativ o oră este cauzat de timpul necesar încălzirii solului.

Diferența dintre valoarea maximă și valoarea minimă a temperaturii suprafeței solului, amplitudinea diurnă a acestui element, constitue o mărime caracteristică, cu ajutorul căreia pot fi scoase în evidență multe particularități ale regimului termic, legate de natura și starea fizică a solului.

Dacă se compară mersul diurn al temperaturii suprafeței solului cu cel al temperaturii aerului atmosferic, se observă o analogie perfectă, dar numai în ceea ce privește aspectul regulat al oscilației. Astfel, din analiza diagramelor respective rezultă că valoarea amplitudinii diurne în cazul temperaturii suprafeței solului, este mult mai mare decît a temperaturii aerului (observată în adăpostul cu instrumente meteorologice). Această diferență este mult mai pronunțată în perioada caldă a anului. De asemenea momentul producerii valorilor extreme nu coincid între ele, atît pentru temperatura minimă, cît și pentru cea maximă. În cazul variației diurne a temperaturii aerului, momentul atingerii valorilor extreme se produce cu o oarecare întîrziere, datorită propagării căldurii de la suprafața solului în straturile inferioare ale atmosferei, pînă la înălțimea termometrului aflat în adăpostul de instrumente.

Datele în legătură cu evoluția diurnă a suprafeței solului, comparată cu evoluția diurnă a temperaturii aerului, sînt cuprinse în fig. 33.

Amplitudinea diurnă a temperaturii supurafeței solului, depinde de natura și de caracteristicile fizice ale acestuia.

În tabelul 14 sînt cuprinse cîteva date în legătură cu amplitudinea diurnă a temperaturii la suprafața diferitelor soluri, comparate cu amplitudinea diurnă a temperaturii aerului.

Tabelul 14

Amplitudinile diurne de temperatură ale diferitelor soluri în comparație cu ale aerului

Solul	Amplitudinea diurnă	Aer amplitudinea diurnă
Granit	20,3°C	13,1°C
Turbă	21,4°C	
Nisip	34,5°C	

Față de cele arătate pînă acum în legătură cu temperatura suprafeței solului, urmează că valoarea oscilațiilor diurne va depinde în mare măsură de proprietățile fizico-chimice ale solului. În aceeași

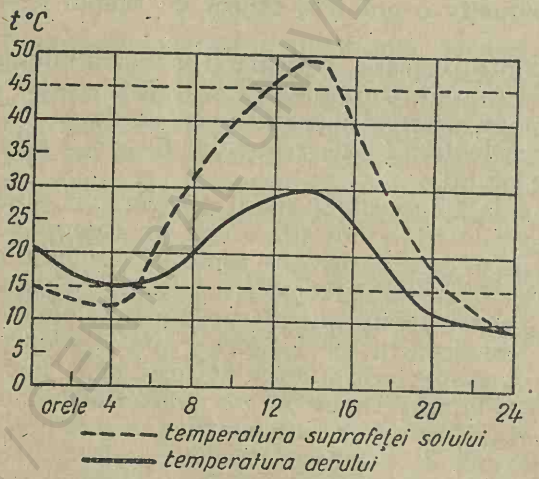


Fig. 33. Variația diurnă a temperaturii suprafeței solului și a aerului (București 8 iulie 1956).

măsură, evoluția temperaturii la nivelul suprafeței solului va fi influențată și de gradul de umiditate, de tasarea sau afînarea solului, precum și dacă solul este sau nu acoperit cu zăpadă, cu vegetație etc.

În acest sens se poate preciza că amplitudinea diurnă a temperaturii la suprafața unui sol umed este mai mică, decît în cazul unui sol uscat cu aceeași structură fizică. Pentru un sol tasat, care se încălzește și se răcește mai repede, decît unul afînat, amplitudinea diurnă va fi mai mare în primul caz decît în al doilea caz. Deosebirea este cauzată de conductibilitatea calorică redusă a aerului aflat între gromerulele solului.

Într-o măsură oarecare evoluția diurnă a amplitudinii temperaturii suprafeței solului poate fi influențată și de culoarea lui. Astfel, în urma experiențelor făcute cu soluri de aceeași natură, însă colorate diferit, a rezultat că în cazul culorilor închise se obțin temperaturi mai ridicate, cu 4—5 °C, decît în cazul culorilor deschise. Această diferență devine neînsemnată în regiunea cu temperaturi mai scăzute.

Așadar, ținînd seama de influențele menționate pînă acum asupra evoluției temperaturii la suprafața solului, amplitudinea diurnă apare ca o mărime care poate oscila între limite destul de largi : de la 0 °C la latitudinile polare pînă la 80 °C în deșerturile regiunilor tropicale.

O influență importantă asupra acestei evoluții o exercită anotimpurile, aspectul vremii, natura solului, latitudinea etc.

Pentru a oglindi influența învelișurilor asupra amplitudinii diurne în raport cu un sol de aceeași natură dar dezgolit, citățm : iarba micșorează amplitudinea cu 3—4 °C, pădurea cu 5—6 °C, iar un strat de zăpadă de cîțiva centimetri, creează o diferență de 4—6 °C.

b. **Variația anuală a temperaturii suprafeței solului.** Evoluția anuală a temperaturii suprafeței solului este dedusă din valorile mediilor lunare. Astfel, din datele lunare rezultă că la latitudinile mijlocii, cu climat continental, variația anuală a temperaturii suprafeței solului este caracterizată printr-o valoare maximă ce se produce în luna iulie și una minimă, în luna ianuarie. Pentru exemplificarea acestor afirmații, în fig. 34, sînt cuprinse date în legătură cu evoluția anuală a suprafeței solului la stația meteorologică Fundulea.

Către latitudinile polare se observă un decalaj, de aproape o lună în producerea valorilor extreme : maximul de temperatură al suprafeței solului are loc în luna februarie.

La latitudinile tropicale și ecuatoriale, în evoluția anuală a temperaturii suprafeței solului nu se observă oscilațiile specifice latitudinilor geografice, la care anotimpurile sînt bine delimitate. La aceste latitudini, mersul anual al temperaturii suprafeței solului nu este tulburat decît de apariția perioadelor ploioase din regiunile musonice.

Comparată cu mijlocia anuală a temperaturii aerului, temperatura mijlocie anuală a suprafeței solului este mai mare decît aceasta.

Influența vegetației sau a stratului de zăpadă se resimte și în mersul anual al temperaturii la suprafața solului. În fig. 35 este dat

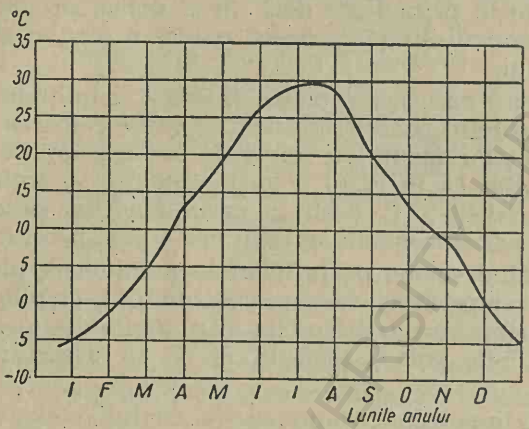


Fig. 34. Variația anuală a temperaturii suprafeței solului (Fundulea).

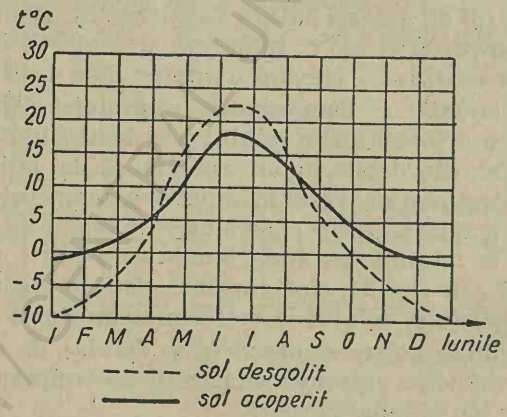


Fig. 35. Variația temperaturii suprafeței solului în funcție de gradul de acoperire al solului.

graficul repartiției anuale a temperaturii la suprafața unui sol acoperit (iarna cu zăpadă, vara cu vegetație) și a unui sol descoperit. Acest grafic a fost întocmit cu datele obținute pe platforma unui observator din apropierea orașului Leningrad.

§ 3. Mecanismul propagării căldurii în sol

În urma căldurii provenite din transformarea energiei radiante, la suprafaţa Pămîntului, sînt declanşate o serie de procese fizico-chimice. Astfel căldura se propagă de la suprafaţă, atît către straturile inferioare ale atmosferei, cît şi către straturile din adîncime ale solului. În ambele cazuri căldura este folosită în diverse fenomene : evaporare, biologice etc. Propagarea căldurii către straturile inferioare ale solului depinde în mare măsură de natura acestuia. Pentru formarea unei idei în legătură cu repartiţia energiei calorice în procesul propagării este dat schematic în fig. 36, bilanţul caloric pentru diferite soluri.

După cum rezultă din datele obţinute de la 3 feluri de soluri analizate, transmiterea căldurii în granit se face cu cea mai mare intensitate. Urmează apoi solurile nisipoase şi apoi cele turboase. În cazul, cînd solul este acoperit cu vegetaţie, o parte specială de căldură este folosită în procesul de evaporaţie.

Tot din datele cuprinse în fig. 36 merită a fi reţinut faptul că pentru cele 3 feluri de soluri, indiferent de natura lor, fiecare din ele foloseşte pentru radiaţie aceeaşi cantitate de energie calorică (25%).

Cunoscînd sensul fizic al noţiunilor de conductivitate calorică şi conductivitate termică, precum şi dependenţa acestor mărimi de proprietăţile fizico-chimice ale mediului respectiv, se pot face în cele

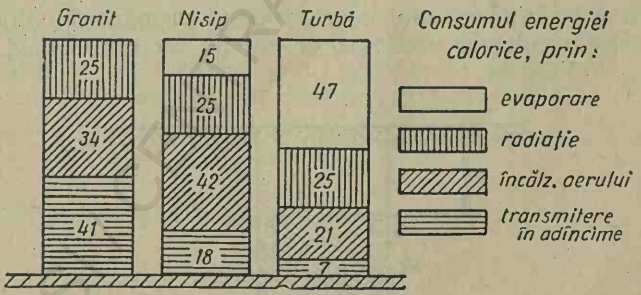


Fig. 36. Propagarea căldurii în diferite feluri de sol.

ce urmează cîteva consideraţii sumare, în legătură cu mecanismul, de altfel destul de complicat, al propagării căldurii în sol.

Propagarea căldurii prin intermediul conductivităţii cavităţii calorice în interiorul solului, este posibilă numai în cazul în care se

creează o diferență de temperatură între două straturi apropiate de sol.

Variația temperaturii solului în raport cu adîncimea poartă denumirea de gradient geotermic vertical al solului respectiv.

Această mărime se notează astfel :

$$\gamma_s = -\frac{dT}{dz} \text{ grd/cm}$$

și reprezintă variația temperaturii solului cu adîncimea. În mod obișnuit, variația temperaturii cu adîncimea nu se produce în mod regulat și ca atare valoarea gradientului geotermic nu va fi o mărime constantă ce va depinde de adîncimea z.

Numai în funcție de valoarea gradientului geotermic vertical se poate face o justă apreciere asupra mecanismului de propagare a căldurii în sol.

Pentru aceasta se consideră că pe un element din suprafața unui sol se primește o cantitate oarecare de căldură din care o parte se propagă către straturile interioare.

Cantitatea de căldură Q care trece în unitatea de timp (secundă) printr-o secțiune transversală a solului de 1 cm², poartă denumirea de flux caloric. Această mărime este direct proporțională cu gradientul termic

$$Q = k \cdot \gamma_s = -k \frac{dT}{dz} \qquad \text{(IV.10)}$$

în care k este coeficientul de conductivitate calorică a solului.

Pentru a se înțelege mai ușor procesul propagării căldurii în sol se consideră o coloană verticală de sol de secțiune egală cu 1 cm² (fig. 37).

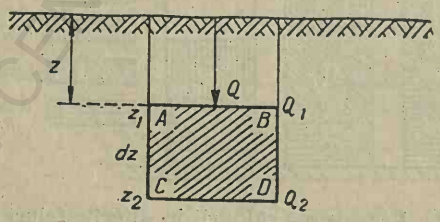


Fig. 37. Mecanismul propagării căldurii în sol.

În interiorul acestei coloane la o oarecare adîncime z se separă un element de volum $ABCD$ de înălțime dz, numeric egal cu dz (suprafața bazei este egală cu unitatea).

Se notează cu T, temperatura solului la adîncimea z, adică la nivelul AB. La nivelul CD temperatura solului va fi exprimată cu ajutorul gradientului termic vertical

$$T+\frac{dT}{dz}dz=T-\gamma_s dz. \tag{IV.11}$$

Fluxul de căldură care ajunge de la suprafața solului la adîncimea z, adică la nivelul AB, va fi dat, conform celor de mai înainte de expresia

$$Q_1=-k\frac{dT}{dz}. \tag{IV.12}$$

Fluxul de căldură Q_2 care iese din volumul considerat prin baza acestuia CD, va fi

$$Q_2=-k\frac{d}{dz}\left(T+\frac{dT}{dz}\right)=-k\left(\frac{dT}{dz}+\frac{d^2T}{dz^2}\right). \tag{IV.13}$$

Unitatea de volum considerată va reține așadar o cantitate de căldură dată de diferența celor două fluxuri

$$Q=Q_2-Q_1. \tag{IV.14}$$

Raportată la unitatea de timp ea va exprima fluxul de căldură

$$Q_1-Q_2=\frac{dQ}{dT}=-k\frac{dT}{dz}+k\frac{dT}{dz}-k\frac{d^2T}{dz^2}=-k\frac{d^2T}{dz^2}.$$

Sub influența acestui flux de căldură, temperatura solului va crește în unitatea de timp cu $\frac{dT}{dt}$.

Pe de altă parte, conform celor arătate în paragraful precedent variația fluxului de căldură este dată de expresia

$$\frac{dQ}{dt}=cm\frac{dT}{dt}.$$

Din relațiile (4. 15) și (4. 16) se obține

$$cm\frac{dT}{dt}=-k\frac{d^2T}{dz^2}.$$

care se mai scrie

$$\frac{dT}{dt}=-\frac{k}{cm}\frac{d^2T}{dz^2} \tag{IV.17}$$

relație în care dacă se notează

$$\frac{-k}{cm}=-a$$

se va obține

$$\frac{dT}{dt} = -(-a)\frac{d^2T}{dz^2} \text{ sau } \frac{dT}{dt} = a\frac{d^2T}{dz^2}. \qquad \text{(IV.18)}$$

Această ecuație permite să se afle conductivitatea termică a solului și deci obținerea de indicații asupra variației temperaturii solului în funcție de timp și adîncime.

În funcție de anumite condiții bine determinate (la limită și inițiale) ecuația (IV. 18) se poate integra obținîndu-se pentru $T\ (z,\ t)$ p funcție de forma următoare

$$T(z,t) = T_0 + A_e^{-z\sqrt{\frac{\pi}{a\theta}}} \sin\left[\frac{2\pi}{\theta}\left(t - \frac{z}{2}\sqrt{\frac{\theta}{\pi a}}\right)\right] \qquad \text{(IV.19)}$$

în care : T_0 este valoarea medie a temperaturii zilnice și anuale ;

α — coeficientul de extincție ;

a — coeficientul de conductivitate termică definit mai sus ;

θ — perioada oscilației termice ;

ceilalți termeni avînd semnificații precizate anterior.

Analiza relației (IV. 19) ne conduce la următoarele concluzii :

Amplitudinea oscilației temperaturii la suprafața solului cînd $z=0$, este o mărime constantă

$A_1 = A_2 =$ constant.

Pentru cazurile în care z este diferit de zero, amplitudinea oscilației va depinde de adîncimea stratului

$$A_1 = A_e^{-z\sqrt{\frac{\pi}{a\theta}}}, \qquad \text{(IV.20)}$$

relație care poate fi pusă și sub forma

$$A_1 = A_e^{-a} = \frac{A}{e^a} \qquad \text{(IV.21)}$$

în care

$$a = z\sqrt{\frac{\pi}{a\theta}}.$$

Din relațiile (IV. 19) și (IV. 21) se deduce că amplitudinea oscilației temperaturii solului scade cu adîncimea după o lege exponențială.

Astfel, dacă adîncimea z a stratului crește în progresie aritmetică

$$0,\ 2z,\ 4z,\ 6z \text{ etc.}$$

amplitudinea A devine

$$A' = Ae^{-\theta\sqrt{\frac{\pi}{a\theta}}}, \qquad \text{pentru } z = 0,$$

$$A'' = Ae^{-2\sqrt{\frac{\pi}{a\theta}}} \quad \text{pentru } z = 2,$$

$$A''' = Ae^{-4\sqrt{\frac{\pi}{a\theta}}} \quad \text{pentru } z = 4,$$

$$A^{IV} = Ae^{-6\sqrt{\frac{\pi}{a\theta}}} \quad \text{pentru } z = 6.$$

Făcînd raporturile

$$\frac{A''}{A'} = e^{-2z\sqrt{\frac{\pi}{a\theta}}}; \qquad \frac{A'''}{A''} = e^{-2z\sqrt{\frac{\pi}{a\theta}}}; \qquad \frac{A^{IV}}{A'''} = e^{-2z\sqrt{\frac{\pi}{a\theta}}}$$

se observă că sînt egale între ele

$$\frac{A''}{A'} = \frac{A'''}{A''} = \frac{A^{IV}}{A'''} = e^{-2z\sqrt{\frac{\pi}{a\theta}}}. \qquad \text{(IV. 22)}$$

De aici rezultă că dacă adîncimea (grosimea stratului) creşte în progresie aritmetică, amplitudinea oscilaţiilor termice, în propagarea lor în sol, va descreşte în progresie geometrică.

Această lege a fost găsită pe cale teoretică de Fourier şi Poisson. Ulterior au fost întreprinse mai multe lucrări în această direcţie, dar un merit deosebit revine cercetătorilor Doppel şi Karenin, care au obţinut bune rezultate în această direcţie, din care se amintesc :

Perioada oscilaţiei termice nu variază cu adîncimea şi în toate cazurile are valoarea

$$\frac{2\pi}{\theta}.$$

Mişcarea oscilatorie dată de relaţia (IV. 21) prezintă o diferenţă de fază φ egală cu

$$\varphi = t - \left(t - \frac{z}{2}\sqrt{\frac{\theta}{\pi\alpha}}\right),$$

$$\varphi = \frac{z}{2}\sqrt{\frac{\theta}{\pi\alpha}}. \qquad \text{(IV. 23)}$$

Din această relaţie se observă că diferenţa de fază este direct proporţională cu adîncimea în sol *(z)*. De aici rezultă că întîrzierile, în producerea maximelor şi minimelor oscilaţiilor termice în sol, vor depinde de grosimea stratului.

Dacă în sol pătrund oscilaţii cu perioade diferite θ_1, θ_2 ... maximul sau minimul acestor oscilaţii se va produce la nivele (adîncimi) diferite. Cu ajutorul relaţiei (IV. 21), în care se notează cu θ_1, θ_2 perioa-

dele corespunzătoare adîncimilor z_1 și z_2 prin egalarea amplitudinilor se va obține

$$e^{-z_1\sqrt{\frac{\pi}{a\theta_1}}} = e^{-z_2\sqrt{\frac{\pi}{a\theta_2}}} \qquad \text{(IV. 24)}$$

de unde prin simplificare se ajunge la relația

$$z_1 \frac{1}{\sqrt{\theta_1}} = z_2 \frac{1}{\sqrt{\theta_2}},$$

care mai poate fi pusă și sub forma

$$\frac{z_1}{z_2} = \frac{\sqrt{\theta_1}}{\sqrt{\theta_2}}. \qquad \text{(IV. 25)}$$

Pentru oscilațiile cu perioade diferite, θ_1 $\theta_2, \ldots$, această relație conduce la următorul rezultat: adîncimile la care se amortizează, în același timp oscilațiile temperaturii solului sînt direct proporționale cu rădăcinile pătrate ale perioadelor oscilațiilor respective. De exemplu : $\theta_1 = 365$ zile, $\theta_2 = 1$ zi și dacă sînt înlocuite aceste valori în relația (IV. 25) se va obține

$$\frac{z_1}{z_2} = \sqrt{365} = 19{,}1$$

adică : adîncimile la care se vor stinge oscilațiile zilnice (z_2) vor fi de 19,1 ori mai mici, decît pentru cele anuale (z_1), sau adîncimile la care se vor stinge oscilațiile termice cu amplitudinea anuală vor fi de 19,1 ori mai mari decît pentru cele zilnice.

În mod analog, dacă în relația (IV.24) se consideră aceeași perioadă, adică θ=constant, dar coeficientul de extincție este diferit, pentru soluri cu alte proprietăți, se obține

$$\frac{z_1}{z_2} = \sqrt{\frac{d_1}{d_2}}. \qquad \text{(IV. 26)}$$

§ 4. Variația temperaturii solului cu adîncimea

Propagarea căldurii în sol se face după legile stabilite anterior depinzînd, în linii generale, în afară de perioada oscilației și de natura solului. În cele ce urmează vor fi exemplificate, în cîteva cazuri, legile de propagare a căldurii în sol.

a. **Variația diurnă a temperaturii solului cu adîncimea.** Căldura primită de suprafața Pămîntului se transmite în adîncime, de la

strat la strat, și această transmitere se face după legi destul de complicate.

Pe măsură ce crește adîncimea în sol, amplitudinea oscilațiilor termice se micșorează treptat. La o adîncime oarecare aceste oscilații dispar complet.

O altă particularitate, care rezultă din propagarea temperaturii în sol, este legată de timpul necesar producerii acestui fenomen. Din această cauză, între momentele producerii temperaturilor extreme (maxime și minime) a suprafeței solului și cele produse la diferite adîncimi, apar oarecari întîrzieri. Aceste întîrzieri (decalări) vor fi cu atît mai mari, cu cît adîncimea stratului considerat va fi mai mare. Adîncimea la care se sting oscilațiile zilnice ale temperaturii solului este influențată de nebulozitate, de umiditate și anotimp. Pentru ilustrarea variației diurne a temperaturii solului cu adîncimea în perioada rece a anului sînt date în tabelul următor cîteva determinări efectuate la stația meteorologică București-Filaret în ziua de 15 februarie 1956.

Tabelul 15

Variațiile temperaturii suprafeței solului în funcție de adîncime și oră (iarna)

Z cm	01^h	07^h	13^h	19^h	Z cm	01^h	07^h	13^h	19^h
0	−4,7°	−5,0°	−5,0°	−1,0°	20	−0,2°	−0,2°	−0,4°	−0,4°
5	−1,4°	−2,6°	−1,3°	−1,0°	30	+1,6°	+1,6°	+1,6°	+1,6°
10	−0,6°	−1,6°	−1,0°	−0,6°	60	3,7°	3,7°	3,7°	3,7°
15	−0,4°	−0,4°	−0,8°	−0,6°					

Tabelul 16

Variațiile temperaturii suprafeței solului în funcție de adîncime

Z cm	01^h	07^h	13^h	19^h	Z cm	01^h	07^h	13^h	19^h
0	16,2°	25,4°	55,0°	28,0°	20	24,5°	22,7°	26,3°	28,1°
5	23,4°	21,4°	32,4°	29,4°	30	24,8°	24,6°	24,1°	24.7°
10	24,0°	21,0°	31,3°	29,4°	60	22,9°	23,0°	23,1°	23,1°
15	24,2°	23,0°	26,6°	28,8°	90	21,6°	21,6°	21,6°	21,6°

La aceeași situație în perioada caldă a anului, variațiile diurne pătrund mai adînc, după cum se poate deduce din valorile din ziua de 29 iulie 1956.

Oscilațiile diurne, influențate de proprietățile solului se resimt de obicei pînă la adîncimea de 60—160 cm.

În soluri diferite, amplitudinea diurnă a temperaturii solului, atît la suprafață, cît și la diferite adîncimi, are valori diferite, în aceleași condiții de timp. Pentru a ilustra acest fapt sînt date în tabelul 17 rezultatele la care a ajuns Homen în Finlanda.

Tabelul 17

Variațiile temperaturii suprafeței diferitelor feluri de soluri

La suprafață	Aer	Turbă	Nisip	Granit	La 60 cm adîncime turbă	Nisip	Granit
temperatura minimă	9,6°	6,3°	7,8°	14,5°	temp. mijl. 11,6°	14,1°	20,2°
temperatura maximă	22,7°	27,7°	42,3°	34,8°	Amplitudinea		
Amplitudinea	13,1°	21,4°	34,5°	20,3°	0,1°	0,1°	1,3°

Din aceste date rezultă că cea mai mare amplitudine în interiorul stratului o are granitul, deși la suprafață este mai mică decît a celorlalte soluri. Acest fapt pune în evidență marea conductivitate calorică a granitului. În ce privește producerea maximelor și a minimelor de temperatură la diferite adîncimi, în raport cu momentul producerii lor la suprafață, decalajul respectiv este apreciat pentru un sol omogen și la o adîncime de 10 cm, la 2,5—3,5 ore.

Din cele arătate în paragrafele precedente apariția maximelor și minimelor de temperatură în sol, la diferite adîncimi în raport cu cele de la suprafață, se produce după cum urmează : la o adîncime de 12 cm, maximul de temperatură, care la suprafața solului a avut loc la ora 13, se produce la ora 15 și 40 minute, adică mai tîrziu cu 2 ore și 40 minute, iar la o adîncime de 50 cm, același maxim de temperatură se produce cu întîrziere de aproximativ 12 ore.

b. **Variația anuală a temperaturii solului cu adîncimea.** Ca și în cazul oscilațiilor diurne, amplitudinea anuală a temperaturii solului scade cu adîncimea.

După cum s-a arătat în § 3, oscilațiile anuale ale temperaturii solului au o putere de pătrundere, într-un sol omogen, de 19,1 ori mai mare decît a celor diurne. Valoarea amplitudinii descrește cu adîncimea și în acest caz, în mod diferit, după natura solului și după anotimp.

La stațiile meteorologice cu climat continental, variațiile anuale ale temperaturii solului cu adîncimea sînt mai pronunțate, decît la cele cu climat oceanic, după cum se constată din datele citate mai jos.

Astfel la Königsberg, localitate cu un climat mai blînd (pe litoral), pentru o adîncime de 748 cm se produce o variație de 18°, pe cînd la Pavlovsk (regiune continentală) la o adîncime de numai 318 cm are loc o variație a temperaturii solului de 22°.

Localitatea	Adîncimea în cm	Temperatura	Diferența de temperatură
Königsberg (Kaliningrad)	2	20°C	
	750	2	18°C
	2	29°C	22°C
Pavlovsk	320	7	

În legătură cu întîrzierea producerii valorilor extreme ale temperaturii anuale a solului s-a găsit că, între momentul apariției lor la suprafață și pătrunderii pînă la o adîncime de 2,5 m este necesar să treacă, aproximativ, 40 zile. Cu cît adîncimea crește, cu atît decalajul este mai mare. Astfel, pentru o adîncime de 10 m, între producerea maximului la suprafață și apariția lui la adîncimea respectivă este necesar să treacă o jumătate de an.

§ 5. Stratul cu temperatură constantă

În paragrafele precedente s-a arătat că amplitudinea oscilațiilor temperaturii, în procesul propagării în sol, se micșorează treptat, iar la o anumită adîncime se stinge complet. Acest strat, la care temperatura solului nu mai suferă nici o oscilație, poartă denumirea de strat cu temperatură constantă.

De asemenea s-a arătat că pătrunderea oscilațiilor termice în sol este cu atît mai mare, cu cît perioada lor este mai mare.

Pentru oscilații diurne, variațiile temperaturii solului devin imperceptibile la o adîncime cuprinsă între 40—100 cm. Acest fapt înseamnă că un termometru instalat la adîncimea respectivă, va arăta în decurs de 24 ore aproximativ aceeași temperatură. Stratul respectiv poartă denumirea de strat cu temperatura diurnă constantă.

Pentru variațiile anuale ale temperaturii solului s-a găsit, că în regiunea latitudinilor mijlocii cu climat temperat, atingerea acestor oscilații se produce la o adîncime mijlocie cuprinsă între 8—28 m.

Întîrzierea de fază, între momentele producerii valorilor extreme, în mersul temperaturii anuale a solului în raport cu adîncimea, pen-

tru latitudinile noastre este de 20—30 zile pentru fiecare metru de adîncime.

Pătrunderea oscilațiilor anuale se va opri la o adîncime determinată depinzînd de natura solului și de amplitudinea anuală a temperaturii suprafeței solului. Așadar, la latitudinile tropicale, unde amplitudinea anuală a temperaturii suprafeței solului este mică, stratul cu temperatura constantă anuală se va găsi la o adîncime mai mică decît în cazul latitudinilor înalte.

După cercetările lui Boussingault, s-a găsit că între 5° latitudine sudică și 11° latitudine nordică, stratul cu temperatura constantă anuală se află la o adîncime care nu depășește 1 m.

În țările tropicale acest strat se află la o adîncime, care oscilează între 2—6 m. La latitudinile mijlocii, stratul cu temperatură constantă se află, după cum s-a arătat mai înainte, la o adîncime mult mai mare. În acest sens, se citează că la Paris, în pivnițele Observatorului Astronomic se află, la adîncimea de 26 m, un termometru instalat de Lavoisier. Din anul 1783 și pînă în prezent, acest termometru arată în mod invariabil aceeași temperatură de 11,72 °C.

La Leningrad, într-un parc din apropierea orașului se află instalat un termometru într-un puț de sondaj la o adîncime de 19,6 m. El arată o temperatură aproape constantă de 6,1 °C.

§ 6. Distribuția pe verticală a temperaturii solului

După modul de distribuție a temperaturii solului cu adîncimea se produc următoarele tipuri :

a. **Tipul de insolație.** Mersul temperaturii solului cu adîncimea se caracterizează printr-o descreștere treptată, pînă la stratul cu temperatură invariabilă (constantă). Acest tip aparține regiunilor tropicale unde se observă în tot cursul anului.

La celelalte latitudini, tipul de insolație apare numai în anotimpul călduros, în cursul zilelor senine, cînd suprafața solului este puternic încălzită prin insolație. Vegetația bogată și precipitațiile împiedică uneori acest mod de distribuție verticală a temperaturii solului cu adîncimea.

b. **Tipul de radiație.** În perioada rece a anului, cînd temperatura scade, sondajele de adîncime în sol arată că temperatura crește de la suprafață către interior. În această situație suprafața terestră înseamnă că radiază mai multă căldură, decît primește. Acest tip aparține latitudinilor polare, iar în regiunile noastre este observat, doar în anotimpul rece.

Pentru a exemplifica mersul temperaturii solului cu adîncimea pentru cele două tipuri amintite, sînt date în tabelul 18 observațiile asupra distribuției temperaturii medii zilnice a solului cu adîncimea, la stația meteorologică Dej, din zilele de 4 ianuarie și 4 iulie 1963.

Tabelul 18

Variațiile temperaturii solului cu adîncimea

Data	Aer	Adîncimea în sol, cm									
		0	5	10	15	20	30	40	60	80	100
4. I. 1963	1,1°	— 0,3°	0,0°	0,0°	0,2°	0,5°	1,6°	1,6°	3,0°	4,5°	5,4°
4. VII. 1963	20,5	29,1	26,0	25,3	25,0	24,8	23,9	23,6	22,4	19,8	19,8

În lucrările de specialitate, distribuția temperaturii în sol, la diferite adîncimi este prezentată în diferite moduri. Dintre acestea cel mai reprezentativ este cu ajutorul tantochronelor în care curbele de variație ale temperaturii solului sînt trasate în funcție de adîncime și timp.

Figura 38 reprezintă distribuția lunară orară a temperaturii solului, cu adîncimea la stația meteorologică Dej, pentru lunile ianuarie și iulie 1963.

Treapta geotermică. Sondajele făcute în sol, dincolo de stratul cu temperatură constantă anuală, au scos în evidență creșterea treptată a temperaturii cu adîncimea. În mijlociu s-a găsit că pentru fiecare 33 m adîncime, temperatura solului crește cu 1°. Adîncimea aceasta, pentru care temperatura solului crește cu 1°, poartă denumirea de *treaptă geometrică.*

Ultimele cercetări au scos în evidență că, pentru producerea acestui fenomen, substanțele radioactive din scoarța terestră au un rol important.

Observațiile făcute în mine, galerii, puțuri petrolifere, tuneluri, au confirmat această distribuție a temperaturii cu adîncimea în sol.

Astfel în puțurile petrolifere la o adîncime de 2 500—3 000 m s-a găsit o temperatură care oscilează între 80—90 °C.

§ 7. Instrumente pentru determinarea temperaturii solului

Măsurarea temperaturii la suprafața solului, precum și la diferite adîncimi în stratul de pămînt, în care crește și se dezvoltă vegetația și diferite culturi, este de foarte mare importanță pentru una din ramurile principale ale acesteia : *agrometeorologia.*

Pentru astfel de determinări se folosesc *termometrele de sol* sau geotermometrele.

Astfel se utilizează : *termometrul ordinar, termometrul de minimă şi termometrul de maximă.*

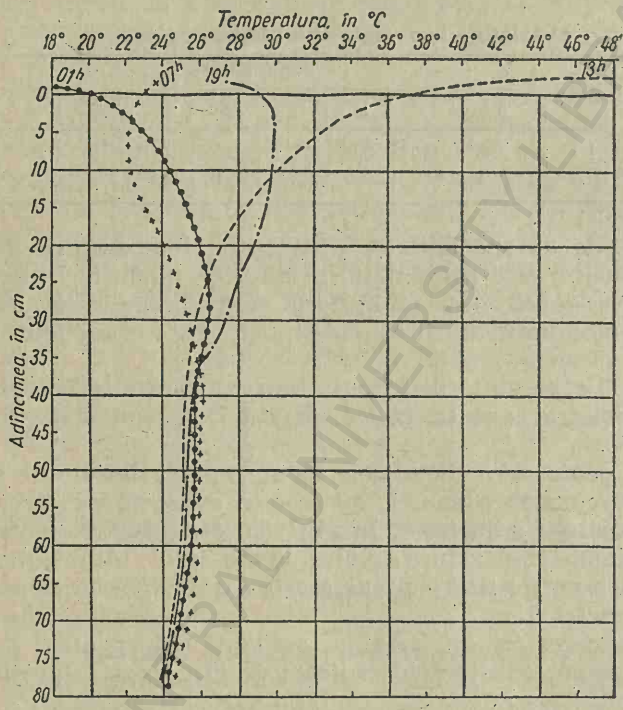


Fig. 38. Reprezentarea tautochronică a repartiţiei temperaturii solului (luna iulie 1963 la Fundulea).

Aceste termometre se aşază în poziţie orizontală în solul fărîmiţat, astfel că numai jumătate din rezervor şi din tubul de protecţie al termometrului să se afle în afara solului.

Pentru uniformitatea exploatării datelor de temperatură ale suprafeţei solului, aceste termometre se instalează unul lîngă altul, cu rezervoarele spre est şi la distanţa de 5—10 cm unul de altul.

Termometrele tip Savinov sînt utilizate pentru determinarea temperaturii stratului arabil, la adîncimile de 5, 10, 15 şi 20 cm în timpul campaniei agricole.

Seria de termometre se instalează în sol, la începutul primăverii şi se scot din sol, către sfîrşitul toamnei. Aceasta din cauză că în perioada de îngheţ, termometrele Savinov se deteriorează (fig. 39).

Partea termometrului *V* care se introduce în sol, are tubul capilar învelit în vată sau în cenuşă fină, care umple la refuz tubul protector al termometrului, pe această porţiune.

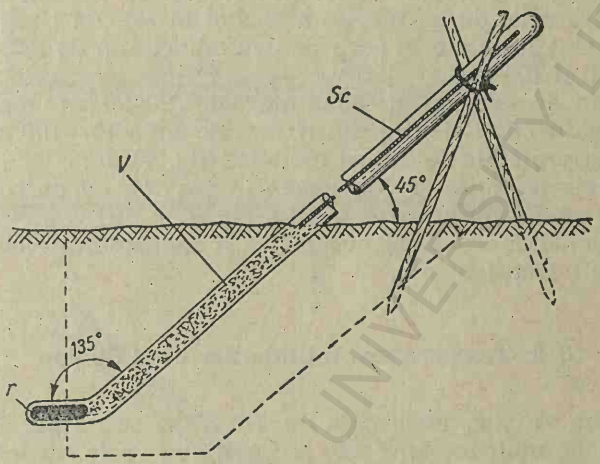


Fig. 39. Termometrul de sol Savinov (geotermometrul).

Această izolaţie are scopul de a înlătura formarea curenţilor de aer în interiorul tubului protector şi deci şi în jurul tubului capilar al termometrului, întrucît partea termometrului, ce se află în sol, are alt regim termic, faţă de partea termometrului care rămîne afară din sol.

Deşi termometrele Savinov au lungimi diferite, ele ies din sol la acelaşi nivel cu partea pe care se află scara termometrului *Sc*.

Acestea se instalează oblic în sol înclinate la 45° faţă de suprafaţa solului lîngă termometrele de suprafaţa solului (ordinar, maximă, minimă) cu orientarea de la est la vest, (începînd cu cel de 5 cm la est) şi cu partea cu rezervorul *r*, îndreptată către nord distanţa între termometre fiind de 10 cm.

Termometrele extractive au rezervorul mare şi sînt introduse într-un toc protector de ebonit sau de alamă, care are practicată o tăietură, pentru a face vizibilă numai scara termometrului.

Termometrul în tocul său este fixat de o tijă de lemn și introdus într-un tub protector de lemn, îngropat în pămînt la adîncimea respectivă (socotită din dreptul rezervorului termometric).

Se menționează că aceste termometre extractive, formează serii de cîte 5, pentru adîncimile de 20, 40, 80, 160 și 320 cm, precum și serii de 8 pentru adîncimile de 20, 40, 60, 80, 120, 160, 240 și 320 cm.

Termometrele de sol tip R.D.G. În dotația stațiilor cu caracter agrometeorologic se mai folosesc și termometre de sol, care determină temperaturile de la diferite adîncimi în sol, tot timpul anului.

Acestea sînt instalate în serii pentru adîncimile de 2,5, 10, 15, 20, 30, 40, 60, 80 și 100 cm.

Unele din acestea, de la adîncimile de 2—30 cm inclusiv, sînt cotite în unghiuri de 135° (fig. 40, *a*), iar cele de la 40—100 cm inclusiv, sînt drepte și protejate de tuburi metalice (fig. 40, *b*).

Termometrele cotite se instalează în așa fel, ca partea cu scară să fie fixată pe un suport de lemn (fig. 40, *c*).

Se menționează că se mai pot utiliza și termometrele cu rezistență electrică sau termoelemente.

§ 8. Temperatura întinderilor mari de ape

După cum se știe, mai mult de 70% din suprafața Pămîntului adică peste 360 milioane km² este acoperită de apele oceanelor, mărilor și a întinderilor de apă dulce. Energia radiantă solară ajunsă la nivelul acestei suprafețe este transformată în energie calorică. În acest fel, suprafața apei are un rol deosebit de important în procesele calorice, care au loc atît în atmosferă cît și la suprafața Pămîntului.

Regimul termic al întinderilor mari de apă se deosebește esențial de regimul termic al solului. Această diferențiere este legată de proprietățile fizice ale apei :

— căldură specifică de 2—3 ori mai mare decît a solului :
— un grad mare de transparență față de sol ;
— o mare mobilitate.

Ținînd seama de aceste proprietăți, mecanismul propagării căldurii în apă va apare deci, cu totul deosebit, față de cel din sol. Oscilațiile termice la suprafața apei vor fi mult mai reduse, deoarece atît încălzirea, cît și răcirea apei se face mult mai lent, ca urmare a căldurii specifice mari a apei. Încălzirea apei mai este încetinită și de fenomenul evaporării, care necesită un însemnat consum de căldură.

Datorită transparenței, unele radiații solare vor putea pătrunde direct în apă, pînă la o oarecare adîncime, unde se vor transforma în căldură.

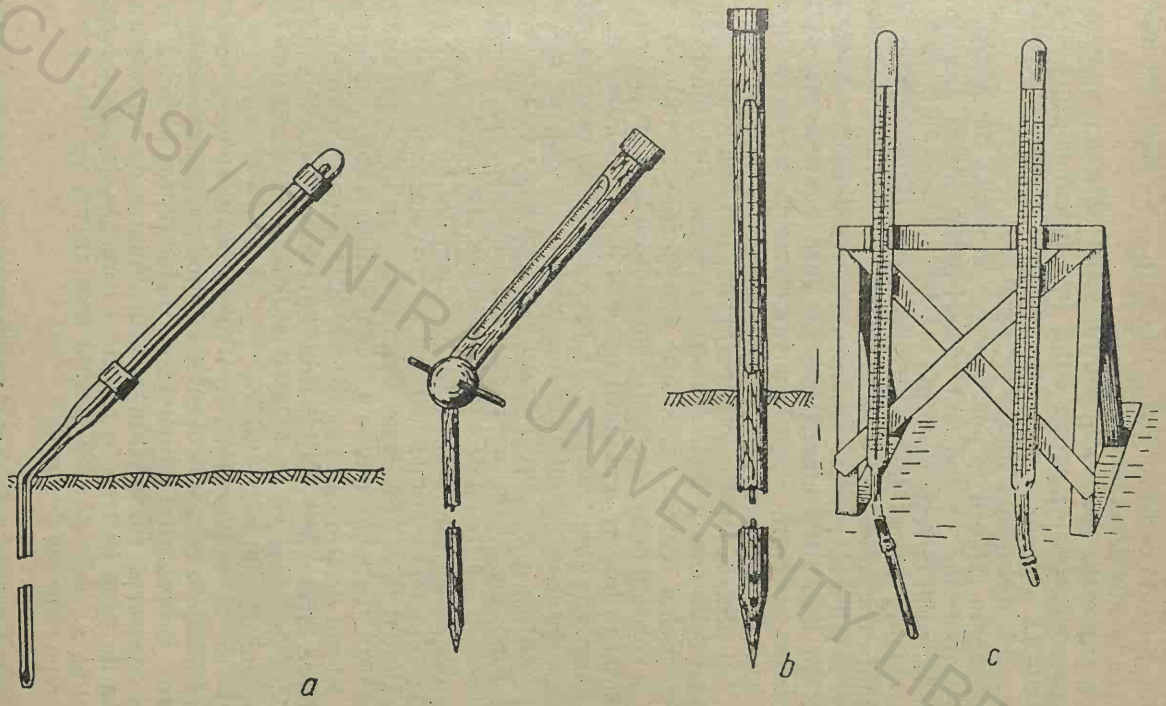


Fig. 40. Termometre de sol R.D.G ; *a* — termometre cotite fără tub și în tub metalic ; *b* — termometru drept în tub metalic ; *c* — termometre cu suportul lor.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Radiațiile solare care se bucură de această proprietate sînt cele cu lungimi de undă cuprinse între 0,2—0,6 μ și a căror pătrundere se resimte pînă la adîncimea de 100 m.

Așadar, suprafața apei, ca și a întinderilor de uscat, se bucură de proprietățile suprafețelor active adică transformă energia solară în energie calorică, reflectă o parte din radiațiile solare, transmite căldura straturilor mai adînci, încălzește aerul etc.

a. **Propagarea căldurii în apă.** Curenții și starea de agitație de la suprafața întinderilor de apă sînt factori determinanți pentru propagarea căldurii în direcție verticală.

Astfel, căldura transmisă prin turbulență depășește cu 1 000—10 000 de ori căldura transmisă prin conductivitate.

Pentru explicarea acestor fenomene să considerăm că în urma evaporării, în straturile superficiale ale apei concentrația substanțelor dizolvate va crește. Acest fapt va determina creșterea densității acestora ceea ce va da naștere unor curenți de la suprafață către adîncime. Cu aceasta straturile superficiale, mai calde, vor contribui la încălzirea celor mai adînci. Aceasta în cursul zilei. Noaptea însă, are loc fenomenul contrar : straturile superficiale răcindu-se, devin mai grele și coboară deoarece scade temperatura la adîncimi mai mari. Acest mod de propagare a căldurii pe verticală, poartă denumirea de proces convectiv sau de transport. În apele dulci, propagarea căldurii pe această cale nu este posibilă ziua, deoarece straturile mai calde rămîn la suprafață. Transportul stratului de apă mai caldă de la suprafață către fund, are loc în acest caz numai atunci cînd temperatura apei coboară sub $+4^\circ$ (cînd densitatea apei este maximă).

Starea de turbulență, amestecul turbulent fie că este de origine termică sau dinamică, rămîne factorul cel mai important pentru propagarea căldurii între diferitele straturi ale apei. La această stare contribuie valoarea neînsemnată a conductivității calorice a apei, care nu poate înlesni decît o slabă propagare a căldurii în adîncime.

Ca urmare, stratul activ, adică stratul în care au loc cele mai importante variații de temperatură (zilnice și anuale) va fi mult mai adînc în cazul apelor decît al uscatului.

Transportul de căldură prin turbulență poate fi totuși exprimat în mod aproximativ cu ajutorul unor relații asemănătoare celor folosite în cazul propagării căldurii prin conductivitate termică în sol.

Pentru aceasta să considerăm că prin unitatea de suprafață (cm^2) în unitatea de timp (s) trece o cantitate oarecare de căldură care se notează cu Q. Această mărime numită *flux caloric*, pentru cazul apei va fi dată de o expresie de forma

$$Q = -Ac\frac{dT}{dz}, \qquad \text{(IV. 27)}$$

în care : A este coeficientul de schimb caloric ;

c — căldura specifică a apei ;

$\frac{dT}{dz}$ — gradientul termic vertical.

Coeficientul de schimb nu este o mărime constantă și oscilează în limite destul de largi.

Produsul Ac poartă denumirea de coeficient de conductivitate termică prin turbulență și depășește ca valoare de cîteva mii de ori coeficientul de conductivitate calorică moleculară al apei care oscilează în jurul valorii de 0,00125 cal/cm · s · grad.

Folosind noțiunea de flux caloric, în cazul stabilirii mecanismului de propagare a căldurii în sol, s-a ajuns la o relație valabilă pentru un mediu omogen și izotrop. Pentru apă, această relație are forma

$$\frac{dT}{dt} = \frac{A}{\rho} \cdot \frac{d^2T}{dz^2} \qquad \text{(IV. 28)}$$

și în care $\frac{A}{\rho}$ este coeficientul de conductivitate calorică prin turbulență.

Se poate afirma deci că și variațiile periodice ale temperaturii apei, pot fi reprezentate în cazul cel mai simplu, printr-o funcție armonică de timp simplă. Analogia între propagarea căldurii în sol și în apă, rămîne totuși formală, deoarece în cazul de față mecanismul în sine este mult mai complicat, mai ales pentru mările deschise și oceane, unde influența curenților marini asupra schimbului de căldură este deosebit de mare.

S-a dovedit că, în mod practic în cazul propagării căldurii în apă, amplitudinea oscilațiilor termice se stinge la o adîncime de 20 ori mai mare decît în cazul solului, adică în mijlociu, la aproximativ 300 m pentru oscilațiile cu perioadă anuală.

b. **Variația diurnă a temperaturii suprafeței apei.** După cum s-a arătat în paragraful precedent, datorită căldurii specifice mari, variațiile de temperatură se vor produce mai lent în cazul apei, decît în cazul solului, cu toate că apa are o capacitate de absorbție mare.

Aceasta rezultă din considerarea relației deja cunoscute :

$$\Delta Q = cm\Delta T, \text{ în care } m = 1$$

și care pusă sub forma :

$$\Delta T = \frac{\Delta Q}{c} \qquad \text{(IV.29)}$$

arată că variațiile de temperatură sînt invers proporționale cu valoarea căldurii specifice a mediului respectiv.

Mersul diurn al temperaturii suprafeței apei este caracterizat printr-o oscilație simplă la care valoarea minimă se produce după 2—3 ore după răsăritul Soarelui, iar cea maximă, între orele 15—16.

Amplitudinea acestor oscilații scade pe măsură ce determinările se fac mai departe de uscat. Astfel, din măsurătorile făcute pe lacuri și mări închise, situate la altitudinile temperate, rezultă că amplitudinea oscilațiilor diurne este de ordinul 3—6 °C. În largul oceanelor, valoarea amplitudinii depinde între altele și de latitudinea geografică. În general se observă o descreștere a amplitudinii diurne, odată cu creșterea latitudinii geografice. Astfel, la tropice, amplitudinea diurnă este de 0,5° la 30—40° latitudine, atît într-o emisferă, cît și în cealaltă este cuprinsă între 0,3—0,4 °C iar în regiunile polare și subpolare este aproape imperceptibilă (0,1 °C). De la suprafața apei, variațiile diurne ale temperaturii se propagă spre interior pînă la o adîncime de aproximativ 20 m, unde de obicei se sting.

c. **Variația anuală a temperaturii întinderilor mari de ape.** În cursul unui an, această variație este reprezentată, ca și cea diurnă, printr-o simplă oscilație, cu o valoare maximă și una minimă. În emisfera nordică, la latitudinile mijlocii și polare, valoarea maximă a temperaturii se observă în cursul lunilor august—septembrie, iar cea minimă în februarie—martie. În emisfera sudică lucrurile se petrec invers : valoarea maximă este înregistrată în februarie—martie, iar cea minimă în august—septembrie.

Amplitudinea acestor oscilații variază între limite destul de largi. Ea depinde în mare măsură de clima regiunii respective și de depărtarea de întinderile de uscat.

La suprafața oceanelor, amplitudinea anuală a temperaturii este cuprinsă între 2—4° la latitudinile tropicale și crește pînă la 6—8° la latitudinile mijlocii, de unde descrește apoi spre poli. Acest fapt este ilustrat de următoarele date :

Latitudinea	0°	20°	40°	50°	70°	80°
Amplitudinea	2,3°	3,6°	7,5°	4,7°	3,0°	2,0°

În bazine sau în mările închise, limitate de mari întinderi de uscat, amplitudinea anuală a temperaturii la suprafața lor este mult mai mare. Astfel pentru Marea Baltică s-a găsit că amplitudinea anuală este cuprinsă între 17° în partea sudică și 12° în cea nordică. Pentru Marea Neagră această mărime oscilează între 24—26°.

În apele dulci, iarna, straturile inferioare au o temperatură de +4°. Amplitudinea anuală a variațiilor temperaturii la suprafața lacurilor sau mărilor închise oscilează între 16—20°.

Momentul producerii valorilor extreme se decalează o dată cu creşterea adîncimii : pentru o adîncime de 60 m, întîrzierea este de aproximativ o lună de zile. Astfel dacă la suprafaţa unei mări închise, maximul de temperatură are loc la începutul lunii august, la adîncimea de 60 m, el se va produce abia în luna septembrie, aproximativ la aceeaşi dată. Mersul anual al temperaturii la suprafaţa oceanelor şi în adîncime este influenţat şi de curenţii marini. Astfel în fig. 41 este reprezentată distribuţia anuală a temperaturii la suprafaţa mării şi la diferite adîncimi, după unele observaţii făcute în Golful Biscaia. Datele respective sînt suficient de concludente pentru consideraţiile teoretice făcute asupra acestei teme.

d. **Cîteva date asupra temperaturii la suprafaţă şi la diferite adîncimi ale întinderilor mari de ape.** Din datele observate asupra temperaturii la suprafa oceanelor rezultă o descreştere a acesteia, o dată cu mărirea latitudinii. Astfel, de la o temperatură de 26° la tropice, se ajunge la 0° în bazinul arctic. Temperatura mijlocie a apei la suprafaţa oceanelor este apreciată ca fiind egală cu +17,4°. Cele mai ridicate temperaturi ale apei la suprafaţa oceanelor au fost de 32° în regiunea Insulelor Solomon din Oceanul Pacific şi de 35,6° în Golful Persic, iar cele mai joase (—2, —3°) în mările bazinului Arctic.

În ceea ce priveşte mersul cu adîncimea al temperaturii apelor, observaţiile au dus la concluzia că atît într-o emisferă, cît şi în cealaltă, se înregistrează o scădere pînă la 600 m. În fig. 41 este prezentat mersul temperaturii apei cu adîncimea pentru diferite latitudini geografice.

Se observă că la o adîncime care depăşeşte 2 km temperatura apei este pentru toate latitudinile egală cu 2°. La latitudinile superioare, temperatura apei creşte cu adîncimea, iar la cele tropicale şi mijlocii, scade.

Pentru apele dulci (rîuri, lacuri), temperatura scade de la suprafaţă către adîncime, pînă ce atinge valoarea de +4°. Pe rîuri şi apele curgătoare mersul diurn al temperaturii este mascat din cauza turbulenţei dinamice.

Toamna, o dată cu scăderea temperaturii aerului, temperatura la suprafaţa acestor ape rămîne mai ridicată decît a aerului. În acelaşi timp se produce o omogenizare termică pînă ce este atinsă temperatura de +4°. După aceasta, temperatura apei creşte de la suprafaţă către fund. Cînd temperatura aerului atmosferic este de —3°, —4° o perioadă mai îndelungată, la suprafaţa apei temperatura coboară la 0°, după care apa îngheaţă. Dunărea îngheaţă cînd temperatura aerului ajunge la o valoare de —10°, cu condiţia ca aceasta să dureze mai multe zile în şir (7—8 zile). La acest fenomen mai contribuie şi

alți factori : viteza curentului, proprietățile fizice ale malurilor, direcția și viteza vîntului față de albia rîului etc.

Crivățul (vîntul de nord-est) facilitează înghețarea și blocarea Dunării între Galați, Brăila, Hîrșova. Deseori navigația este întreruptă în aceste sectoare, înaintea altora.

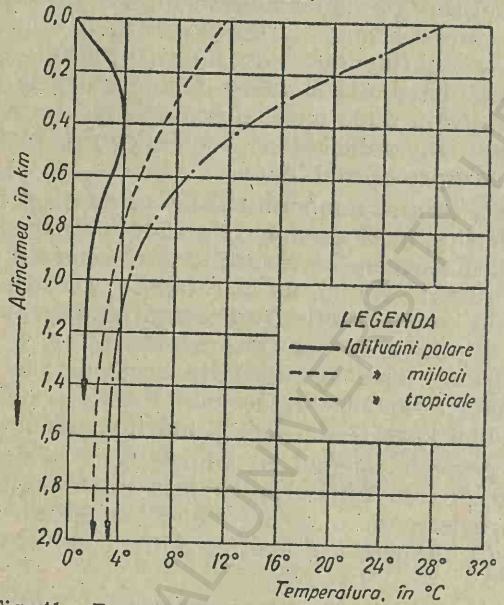


Fig. 41. Repartiția temperaturilor cu adîncimea în Oceanul Pacific la diferite adîncimi.

e. **Circuitul caloric în sol și apă.** Cantitatea de căldură care se propagă ziua în interiorul solului sau al apei, printr-un centimetru pătrat și cantitatea de căldură care este cedată (radiată) noaptea de aceste suprafețe formează circuitul caloric diurn în cele două medii, în decurs de 24 ore.

Circuitul caloric anual, atît al solului, cît și al apei, va fi dat de cantitatea de căldură acumulată în cursul perioadei calde a anului și cantitatea de căldură cedată atmosferei în anotimpul rece.

În urma determinărilor efectuate s-a găsit că în apă circulația căldurii este mult mai accentuată decît în sol. Astfel, o cantitate însemnată de căldură provenită din radiația solară este redată atmosferei de către suprafața solului, a zăpezii și gheții. În straturile mai adînci, ale acestor medii pătrunde doar o parte neînsemnată din cantitatea de căldură inițială.

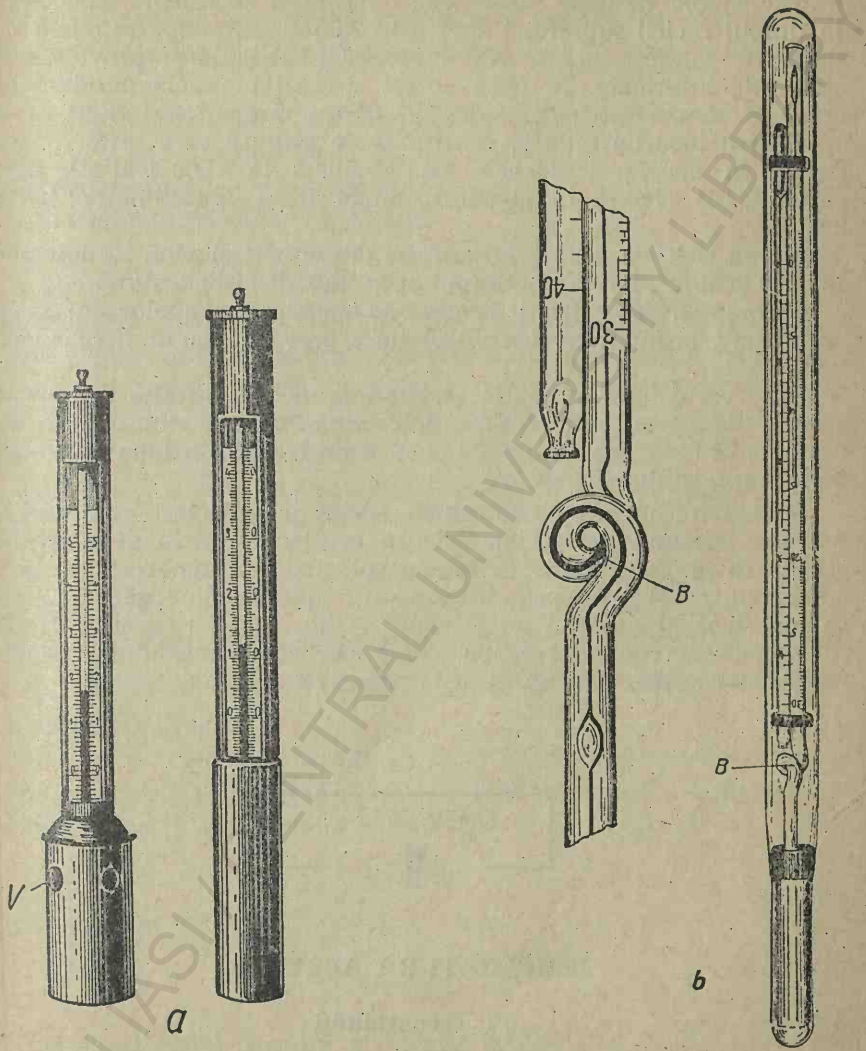


Fig. 42. Termometre (hidrologice) pentru apă ; (*a*) și (*b*) termometru cu întoarcere

BCU IAȘI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În cazul apei, unde procesul de propagare pe verticală a căldurii este mai intens, aproape întreaga cantitate de căldură provenită din transformarea radiației solare este transmisă straturilor mai adînci. În timpul răcirii suprafeței apei prin radiație, aproape întreaga cantitate de căldură cedată este înlocuită prin căldura provenită din straturile inferioare. În felul acesta circulația anuală a căldurii în apă este apreciată ca fiind de 15—20 ori mai intensă decît în sol.

Pentru lacurile întinse, cantitatea de căldură care intră în acest circuit, în decurs de 24 ore, este evaluată la 4 500 kcal/m², iar în cazul Mării Negre, în circuitul anual intră aproximativ 480 000 kcal/m².

Marea Baltică cedează atmosferei din august și pînă în noiembrie 137 000 kcal/m², iar în anotimpul rece încă 385 000 kcal/m².

Termometrele pentru determinarea temperaturii apelor sînt de fapt termometre ordinare cu rezervorul mare, prevăzute cu un înveliș metalic protector.

Rezervorul termometrului se află într-un vas metalic *V*, prevăzut cu orificii, pentru ca în timpul determinărilor prin afundare în apă, vasul să rămînă plin cu apă, și deci să nu mai fie influențat de temperatura mediului (fig. 42, *a*).

Pentru măsurarea temperaturii apelor la adîncimi mai mari, se folosesc termometre speciale, cu un înveliș de sticlă gros, care să reziste la presiuni mari. În momentul cînd termometrul ajunge la adîncimea respectivă, prin intermediul cablului de legătură, acesta se răstoarnă și datorită unei bucle *B* (fig. 42, *b*) a tubului capilar, coloana de mercur se întrerupe. Fiind apoi scos la suprafață va indica temperatura apei de la adîncimea respectivă.

CAPITOLUL V

TEMPERATURA AERULUI

§ 1. Generalități

Sursa principală de căldură pentru Pămînt, considerat ca un corp ceresc și pentru atmosfera sa, o constituie radiația solară. O parte din aceasta, este reflectată de scoarța terestră, iar restul este absorbită

și transformată în energie calorică. Straturile superioare ale atmosferei au un regim termic, dictat de absorbția radiației solare directe. În același timp, de la suprafața terestră se produce un transport de căldură în interiorul atmosferei de la un strat la altul, prin procesele următoare :

1) schimbul de căldură turbulent și convectiv ;
2) emisiunea și absorbția radiațiilor infraroșii ;
3) transformările de fază ale apei ;
4) schimbul molecular de căldură.

Se vor analiza pe scurt aceste procese.

Schimbul de căldură turbulent și consecutiv. O dată cu încălzirea scoarței terestre, particulele de aer din imediata apropiere a acesteia se deplasează o dată cu conținutul lor de căldură. Se produce un puternic schimb, atît în direcție verticală, cît și orizontală. Consecința acestor mișcări este apariția unui flux de căldură, care tinde să omogenizeze proprietățile termice ale aerului atmosferic.

Acest flux caloric este rezultatul, atît al curenților de convecție, cît și a turbulenței. Expresia acestui flux este de forma :

$$Q = -s\frac{dq}{dz} \tag{V.1}$$

în care : Q se exprimă în cal/cm² grd · s : s este un coeficient de schimb, iar $\frac{dq}{dz}$ reprezintă variația cantității de căldură cu înălțimea dz față de scoarța terestră.

De fapt q reprezintă cantitatea de căldură conținută în unitatea de masă de aer (sau entalpia), care este dată de produsul temperaturii absolute T, cu căldura specifică sub presiunea constantă C_p, adică

$$q = T\,C_p \tag{V.2}$$

care derivată în raport cu z devine :

$$\frac{dq}{dz} = C_p\frac{dT}{dz}. \tag{V.3}$$

Înmulțind ambii membri ai acestei egalități cu coeficientul s se obține

$$-s\frac{dq}{dz} = -sC_p\frac{dT}{dz}, \tag{V.4}$$

însă membrul întîi al acestei egalități este identic cu cel din relația (V.1) și deci :

$$Q = -sC_p \frac{dT}{dz} \qquad (V.5)$$

în care C_p = 0,237 cal/g · grd.

Pentru aer, coeficientul s poate oscila între limite destul de largi (10—200) în funcție de viteza de mișcare a aerului, de natura și asperitățile suprafeței terestre etc.

Valoarea fluxului caloric începe să crească de la răsăritul Soarelui, și atinge maximul la amiază.

În tot timpul zilei, acest flux are direcția de la suprafața terestră către atmosferă, iar după apusul Soarelui și în cursul nopții, capătă direcția opusă și slăbește în raport cu valoarea din timpul zilei.

Aceasta se explică prin lipsa convecției și a turbulenței în timpul nopții.

Produsul sC_p se numește coeficientul de conductivitate termică turbulentă și are valoarea medie de 23,7 cal/cm² s · grd.

Emisiunea și absorbția radiațiilor infraroșii. Am arătat că fluxul caloric al atmosferei este dictat de radiațiile de mare lungime de undă, emise atît de suprafața terestră, cît și de atmosferă.

Radiațiile infraroșii emise de Pămînt sînt absorbite în special de vaporii de apă conținuți în atmosferă.

Fluxul de radiații de unde lungi emis de scoarța terestră va fi absorbit în întregime (cu excepția celor cu λ = 0,4—11 μ, care se răspîndește în spațiul interplanetar), cu stratul de aer învecinat cu scoarța terestră, care la rîndul său va deveni o sursă de radiații, emițînd radiații pe verticală, în ambele sensuri. Fenomenul se repetă cu fiecare strat de aer, în care au pătruns radiațiile, dînd naștere unui flux (F) de radiații ale atmosferei, care este proporțional cu gradientul de temperatură, adică :

$$F = -C \frac{dT}{dz}, \qquad (V.6)$$

în care C este coeficientul de conductivitate termică al radiațiilor, cu semnul minus, întrucît este vorba de o emisie de căldură. Coeficientul C are valoarea mijlocie de 0,2 cal/cm² · s · grd.

Transformările de fază ale apei în atmosferă. Regimul termic al atmosferei este în mare măsură influențat și de căldura ce apare în procesul transformărilor de fază ale apei. Astfel evaporarea unui gram de apă se face cu un consum de căldură de 600 calorii-gram. Prin schimbul turbulent și convectiv, vaporii de apă, ajungînd în

straturile superioare, ating saturația și se condensează sau se sublimează, degajînd căldură.

Tot astfel prin înghețarea picăturilor de apă în atmosferă se degajă 80 cal · gram pentru fiecare gram de apă care îngheață.

Deci ca rezultat al evaporării apei de pe suprafața terestră și a condensării vaporilor în atmosferă, scoarța terestră cedează atmosferei o cantitate de căldură.

Schimbul molecular de căldură. Aerul fiind un mediu cu o conductivitate termică redusă (coeficientul de conductivitate termică $\lambda = 0{,}00005$ cm^2/s) urmează ca fluxul de căldură care este dirijat de la suprafața terestră către atmosferă, pe calea conductivității moleculare este mai puțin important.

În același timp, radiațiile solare străbat atmosfera, nefiind reținute de aceasta, decît în mică măsură, astfel că ele ajung în cea mai mare parte la suprafața Pămîntului, unde se transformă în căldură.

În concluzie, în procesul de încălzire al aerului atmosferic, factorul principal în propagarea căldurii este schimbul turbulent, care transmite o cantitate de căldură de aproximativ 500 000 ori mai mare decît aceea transmisă prin termoconductivitate moleculară. De asemenea în procesul de încălzire al aerului intervine și fluxul caloric determinat de radiație a cărui intensitate este de circa 4 000 ori mai mare decît acela datorit conductivității termomoleculare.

§ 2. Variațiile temperaturii aerului

Temperatura aerului este o mărime variabilă, datorită factorilor care determină încălzirea și răcirea suprafeței terestre, a neomogenității acesteia și a repartiției energiei solare.

În orice loc pe suprafața Pămîntului, temperatura aerului prezintă două feluri de variații :

1. Variații periodice, diurne și anuale ;
2. Variați accidentale.

a. **Variația diurnă a temperaturii aerului.** Variația diurnă este rezultatul schimbului de căldură între suprafața terestră și atmosferă. Astfel ziua, scoarța terestră se încălzește datorită fluxului de radiație solară, iar noaptea se răcește din cauza radiației nocturne.

În orice loc pe suprafața Pămîntului, temperatura aerului prezintă variații rapide cu înălțimea, iar odată cu creșterea înălțimii variația temperaturii se micșorează.

Rezultă că valorile absorbite ale gradienților termici verticali în stratul apropiat solului, sînt de zeci și sute de ori mai mari în comparație cu cel de la înălțimi mai mari.

Observațiile orare sau curba înregistrată de un termograf arată că temperatura aerului în cursul unei zile variază de la un moment la altul. Dacă aspectul vremii nu se schimbă în decurs de 24 de ore, pe diagrama termografului se observă o creștere continuă a temperaturii aerului, pînă la cca 2 ore, după trecerea Soarelui la meridianul locului. Apoi temperatura aerului va scădea, tot timpul după amiezii și noaptea, scădere care continuă puțin timp și după răsăritul Soarelui (fig. 43).

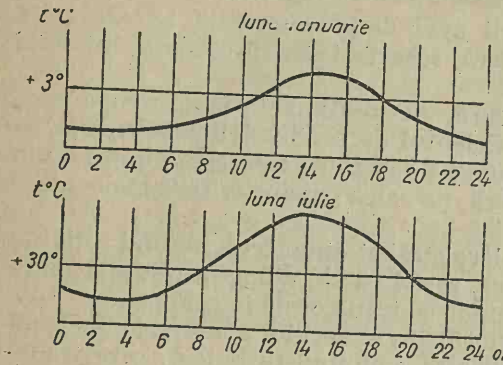


Fig. 43. Variațiile diurne ale temperaturii aerului la București.

Variațiile temperaturii aerului au un mers analog cu al temperaturii suprafeței terestre.

Propagarea variațiilor temperaturii solului, în straturile de aer învecinate, se face cu oarecare întîrziere, care crește cu depărtarea de suprafața terestră.

În mod obișnuit, temperatura aerului se determină în stratul de aer pînă la înălțimea de 2 m de la suprafața terestră, cu termometrele instalate în adăpostul de instrumente.

În cazul schimbărilor brusce în aspectul vremii, se produc abateri ale variației zilnice ale temperaturii aerului. Astfel în cazul unei zile ploioase, această variație prezintă o amplitudine mult mai mică.

În variația diurnă a temperaturii, rolul principal îl are schimbul turbulent, care este distinct pînă la înălțimea de 1,5 km de la sol.

Acest strat în care mersul diurn al temperaturii (și a altor elemente meteorologice) este bine exprimat și condiționat de schimbul turbulent, se numește *strat de frecare sau stratul atmosferei limită*.

Înălțimea acestuia este variabilă, depinzînd de asperitățile terestre ; cu cît acestea sînt mai mari, cu atît grosimea stratului este mai mare.

Grosimea acestui strat mai depinde de stabilitatea termică a atmosferei și de iuțeala vîntului. Astfel, cu cît atmosfera este mai instabilă și iuțeala vîntului mai mare, cu atît este mai mare și înălțimea pînă la care se propagă amestecul turbulent. Variația diurnă a temperaturii este variabilă cu :

Altitudinea. Astfel în fig. 44, se observă că amplitudinea variațiilor de temperatură este cu atît mai mică, cu cît altitudinea crește, iar maximele și minimele nu sînt conturate cu precizie.

La înălțimea termometrelor din adăpostul de instrumente (2 m) amplitudinea variației de temperatură este mult mai mare, cu minimul și maximul bine conturate.

Faptul se explică prin aceea că suprafața terestră produce încălzirea sau răcirea aerului, iar depărtarea de aceasta duce la slăbirea oscilațiilor de temperatură.

Latitudinea locului influențează variația diurnă a temperaturii aerului, în sensul că amplitudinea maximă de 15—20 °C a acestei variații se produce pe continente în dreptul latitudinilor de 30—40° (zona deșerturilor și semideșerturilor).

În afara acestor latitudini (în emisfera nordică) amplitudinea variației diurne a temperaturii scade de la 1,5—3 °C.

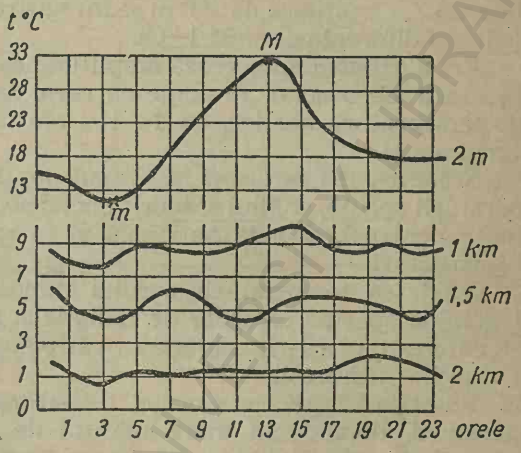


Fig. 44. Variația diurnă a temperaturii aerului la diferite înălțimi.

Anotimpul. Datorită faptului că în perioada caldă a anului înălțimea Soarelui deasupra orizontului la amiază precum și durata zilei sînt mari, amplitudinea variației diurne a temperaturii aerului ajunge în zona latitudinilor mijlocii la 10—15 °C.

Iarna, cînd înălțimea Soarelui și durata zilei sînt mici, amplitudinea acestor oscilații este numai 3—5 °C.

Natura suprafeței terestre are de asemenea mare influență asupra variațiilor diurne ale temperaturii aerului, care depind nemijlocit de variațiile diurne ale temperaturii solului. Așa se explică că în regiunea deșerturilor tropicale, amplitudinea variațiilor diurne ale temperaturii sînt mai mari de 50 °C, iar pe mări și oceane, pentru aceleași latitudini, aceasta nu depășește 1—1,5 °C.

Dacă solul este acoperit cu vegetație, amplitudinea diurnă a variațiilor de temperatură se modifică în sensul că o vegetație bogată, micșorează amplitudinea acestor variații.

Formele de relief influențează și ele amplitudinea variației diurne a temperaturii aerului. Aceasta este mai mare în văi unde noaptea se scurge mai greu aerul rece, iar ziua se produc încălziri puternice

ca urmare a reflectării multiple la care rezervele de soare sînt supuse de către pereții văii.

Influența formei de teren asupra variației diurne a temperaturii aerului, este ilustrată de exemplul următor: pe fundul văii Lunz (Austria), într-o zi de iarnă temperatura era de —28,8 °C, iar pe pereţele văii, la înălțimea de 100 m se înregistra, în același moment +2,3 °C (adică o diferență de +31,1 °C).

Nebulozitatea micșorează amplitudinea diurnă a variațiilor de temperatură ale aerului. În zilele cu cerul senin, producerea maximului de temperatură are loc, cu 1—1½ ore mai tîrziu, decît în zilele cu cerul noros.

Scăderea temperaturii în timpul nopții. În variația diurnă a temperaturii aerului, studiul scăderii nocturne a acesteia are o mare importanță pentru economia națională și în special pentru agricultură și transporturi.

Scăderea temperaturii aerului atmosferic în timpul nopții este legată de apariția ceţurilor de radiație și a înghețului solului. Aceasta se datorește pierderii căldurii de către scoarța terestră prin emisiunea radiațiilor infraroșii.

Radiația efectivă a scoarței terestre și scăderea nocturnă a temperaturii, depinde în mare măsură de conținutul de umiditate al aerului. Dacă umiditatea este mare, radiația efectivă este mai mică și deci scăderea temperaturii va fi mai slabă. De asemenea nebulozitatea reduce scăderea temperaturii.

Pentru calculul valorii temperaturii minime t_m în timpul nopții în scopul prevederii înghețurilor nocturne se utilizează unele reacții empirice, cum este următoarea:

$$t_m = t_1 - \alpha F \cdot R_f \qquad (V.7)$$

în care:

t_1 este temperatura aerului la nivelul termometrelor din adăpostul de instrumente (2 m);

α — un factor ce depinde de caracteristicile fizice ale solului și de viteza vîntului;

F — un factor dependent de latitudinea locului și de anotimp;

R_f — intensitatea radiației efective.

Relația de mai sus permite de fapt prevederea înghețurilor slabe, adică scăderea temperaturii sub 0 °C, în timp ce temperatura medie rămîne pozitivă.

Înghețurile slabe pot fi de *advecție* și de *radiație*.

Primul tip este datorit invaziei unei mase de aer mai rece decît scoarța terestră (advecție rece), iar al doilea este consecința răcirii scoarței terestre din cauza radiației nocturne.

În concluzie, scăderea nocturnă a temperaturii şi producerea îngheţului, sînt favorizate de : cerul senin, umiditate scăzută şi vînt slab.

b. **Variaţia periodică anuală a temperaturii aerului.** Aceasta depinde de o serie de factori din care cei mai importanţi sînt : insolaţia *I'*, (fig. 45, *a*) şi radiaţia scoarţei terestre, latitudinea geografică, natura

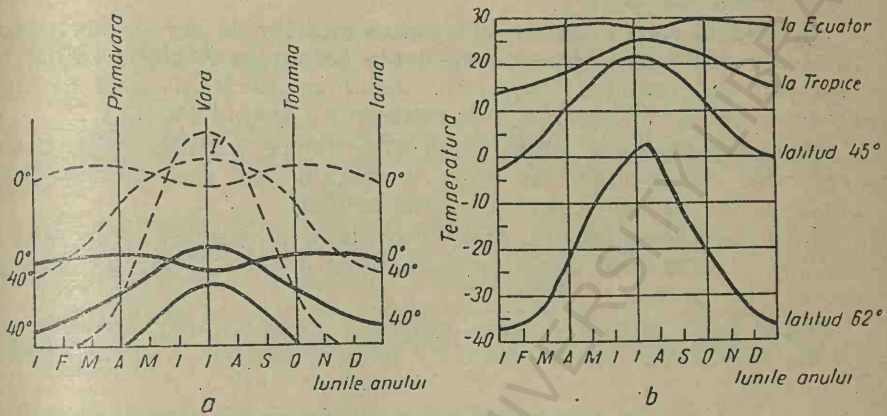


Fig. 45. Variaţia anuală a insolaţei *I'* ; *a* — în comparaţie cu temperatura aerului ; *b* — variaţiile anuale ale temperaturii aerului la diferite latitudini.

suprafeţei terestre, nebulozitatea, regimul precipitaţiilor etc.

Astfel graficele din fig. 45 exprimă variaţiile anuale ale temperaturii aerului, comparativ cu insolaţia la diferite latitudini (fig. 45, *b*).

Aceste variaţii sînt bine exprimate la toate nivelele troposferei şi a stratosferei inferioare.

Pe glob în funcţie de latitudine se conturează următoarele tipuri de variaţii anuale ale temperaturii :

Tipul ecuatorial. Deoarece în zona ecuatorială Soarele se află în cursul unui an, de două ori la zenit, în timpul echinoxurilor, variaţia anuală a temperaturii prezintă două maxime şi două minime.

Amplitudinea acestor variaţii atinge 1—3 °C deasupra mărilor şi oceanelor şi 5—7° deasupra regiunilor continentale. Întrucît înălţimea Soarelui vara şi iarna, la ecuator este cam aceeaşi, amplitudinile variaţiilor sînt mici.

Se menţionează că în zona ecuatorială în cursul unui an, temperatura oscilează între 25—30 °C.

Tipul tropical. Variaţia anuală a temperaturii aerului în zona tropicală, prezintă un singur maxim de temperatură, ce se produce după data solstiţiului de vară şi un singur minim după solstiţiul de iarnă.

Amplitudinea acestor variații oscilează între 5—10 °C pe mări și oceane și 15—20 °C pe continente.

Tipul zonei temperate. În această zonă mersul anual al temperaturii aerului prezintă un maxim, vara și un minim, iarna.

Amplitudinea variațiilor anuale ale temperaturii se mărește o dată cu creșterea latitudinii.

În această zonă deoarece deplasarea maselor de aer se efectuează în medie de la vest spre est influența oceanului Atlantic (situat la vest față de continent) este mult mai mare decît în cazul în care oceanul este situat la est față de continent (Oceanul Pacific).

Din această cauză, clima ținuturilor de pe malurile vestice ale regiunilor continentale din zona temperată este mai blîndă, decît clima de pe malurile vestice ale continentelor.

În această zonă, amplitudinea oscilațiilor anuale ale temperaturii aerului, în interiorul continentelor atinge 40—50 °C iar pe mări și oceane 10—15 °C.

Tipul polar în care variația anuală a temperaturii prezintă un minim la sfîrșitul nopții polare — în luna martie — și un maxim în august.

La acest tip sînt cele mai mari amplitudini ale variațiilor anuale ale temperaturii aerului atingînd pe continente 40—50 °C, iar pe ocean 20—25 °C.

c. **Variații neperiodice ale temperaturii aerului.** Variațiile periodice sînt de fapt variații accidentale. Se pot produce variații accidentale diurne, care se datoresc invaziei, în regiunea respectivă a unei mase de aer rece sau cald, cînd se produc perturbații însemnate și în mersul celorlalte elemente meteorologice, (presiune, vînt, nebulozitate etc.).

Variațiile accidentale anuale ale temperaturii aerului se produc în zonele latitudinilor temperate și polare.

Astfel primăvara, o dată cu creșterea înălțimii Soarelui deasupra orizontului, deși temperatura ar trebui să crească continuu, din cauza invaziei de aer rece care culminează în cursul lunii mai se produc răcirile cunoscute sub numele de „Sfinții de gheață" care apar uneori și în luna iunie.

Toamna, deși insolația slăbește, se produc adesea unele încălziri la începutul lunii octombrie.

Aceste abateri în cursul verii sînt cauzate de invaziile maselor de aer tropical sau arctic în regiunile latitudinilor mijlocii. Deși aceste invazii se produc în orice lună a anului, efectul lor se resimte mai accentuat în perioadele de tranziție de la iarnă la vară sau invers.

Datorită perturbațiilor atmosferice destul de frecvente la latitudinile mijlocii se produc modificări însemnate în mersul normal al vremii. Aceste perturbații nu prezintă regularitate în apariții, astfel că și variațiile imprimate temperaturii aerului au un caracter accidental.

§ 3. Repartiția temperaturii aerului pe suprafața globului terestru

Temperatura aerului în straturile inferioare ale atmosferei depinde de cantitatea de energie pe care o primește suprafața terestră de la Soare.

Dacă suprafața terestră ar fi absolut omogenă, atunci temperatura aerului, ar descreşte treptat de la ecuator către poli, iar izotermele s-ar confunda cu paralelele (latitudinilor).

În funcție de energia solară primită și cedată de scoarța terestră s-au calculat așa numitele temperaturi solare care sînt date în tabelul următor :

Temperaturile solare medii anuale

Latitudinea în grade	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
Temperatura °C	32,2°	31,6°	28,2°	22,1°	13,7°	2,6°	−10,9°	−24,9°	−32°	−34,8°

În realitate, neomogenitatea scoarței terestre introduce în distribuția temperaturilor pe globul terestru o serie de particularități.

În tabelul 19 sînt trecute temperaturile medii după Rubinstein, pentru diferite paralele, din care se desprind unele particularități.

Din examinarea acestui tabel razultă :

a) Iarna, diferența dintre temperaturile de la ecuator și poli este mult mai mare (67,7 °C), decît vara (27 °C).

b) Temperatura mijlocie maximă anuală s-a înregistrat la latitudinea de 10°.

Datorită acestui fapt, zona temperaturilor maxime (ecuatorul termic) este decalată față de ecuatorul geografic spre nord (în jurul latitudinii de 10°). De menționat că în luna iulie ecuatorul termic se deplasează spre 20° latitudine nordică, datorită predominării regiunilor continentale.

Temperaturile reale medii în °C

Latitudinea	ianuarie	iulie	Amplitudinea în grade	Proporția la uscat
90° lat.N.	−41°	− 1°	40	0
80	−30,3	0,7	31	20
70	−24,8	7,4	32,2	53
60	−15,6	13,4	29	61
50	− 6,8	17,0	23,8	58
40	5,5	23,2	17,7	45
30	14,8	27,6	12,8	43,5
20	22,1	28,3	6,2	31,5
10	26,1	27,2	1,1	24
0	26,7	26,0	0,7	22
10	26,5	24,7	1,8	20
20	25,8	21,1	4,7	24
30	22,9	16,3	6,6	20
40	16,1	11,2	4,9	4
50	8,8	4,5	4,3	2
60	2,1	− 9,7	11,8	0
70	− 3,4	−22,9	19,5	71
80	−10,8	−39,5	28,7	100
90 lat.S	−13,5	−48,0	34,5	100

c) Temperatura aerului crește de la ianuarie la iulie în emisfera nordică și scade de la ianuarie la iulie în cea sudică.

d) Emisfera nordică este mai rece iarna, decît cea sudică cu 1,6 °C în timp ce vara este mai caldă cu 5,4 °C.

Astfel se explică climatul continental al emisferei nordice și cel oceanic al emisferei sudice.

§ 4. Hărțile izotermelor

Pentru studiul repartiției temperaturilor pe globul terestru s-au întocmit hărțile temperaturilor medii, raportate la nivelul mării pentru lunile iulie și ianuarie, precum și cele anuale (fig. 46, 47, 48).

Pe astfel de hărți se trasează linii de egală temperatură medie, din 2° în 2° sau din 4° în 4°, denumite izoterme.

Pentru a se elimina efectul formelor de relief, temperaturile se reduc la un nivel standard (de obicei nivelul mării).

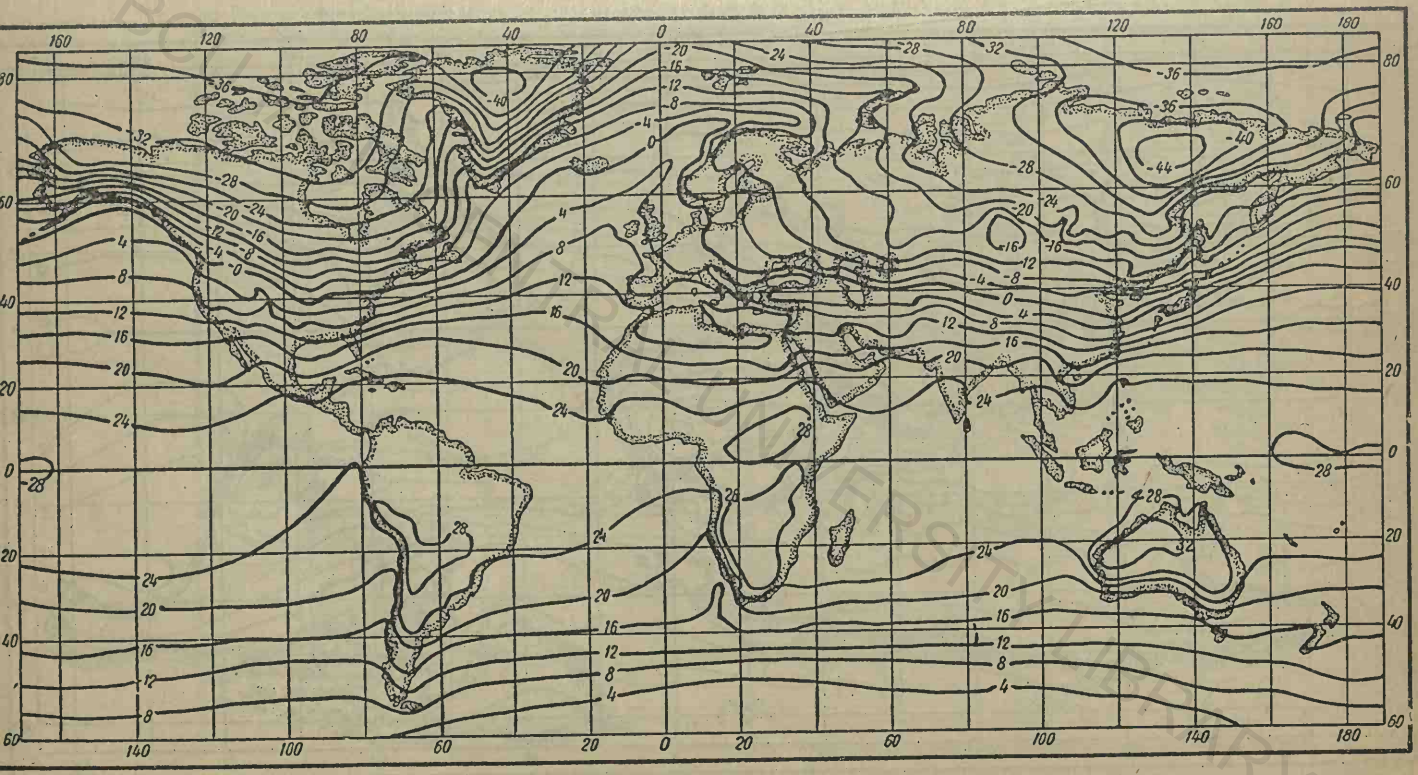


Fig. 46. Harta cu repartiția izotermelor pe glob în luna ianuarie.

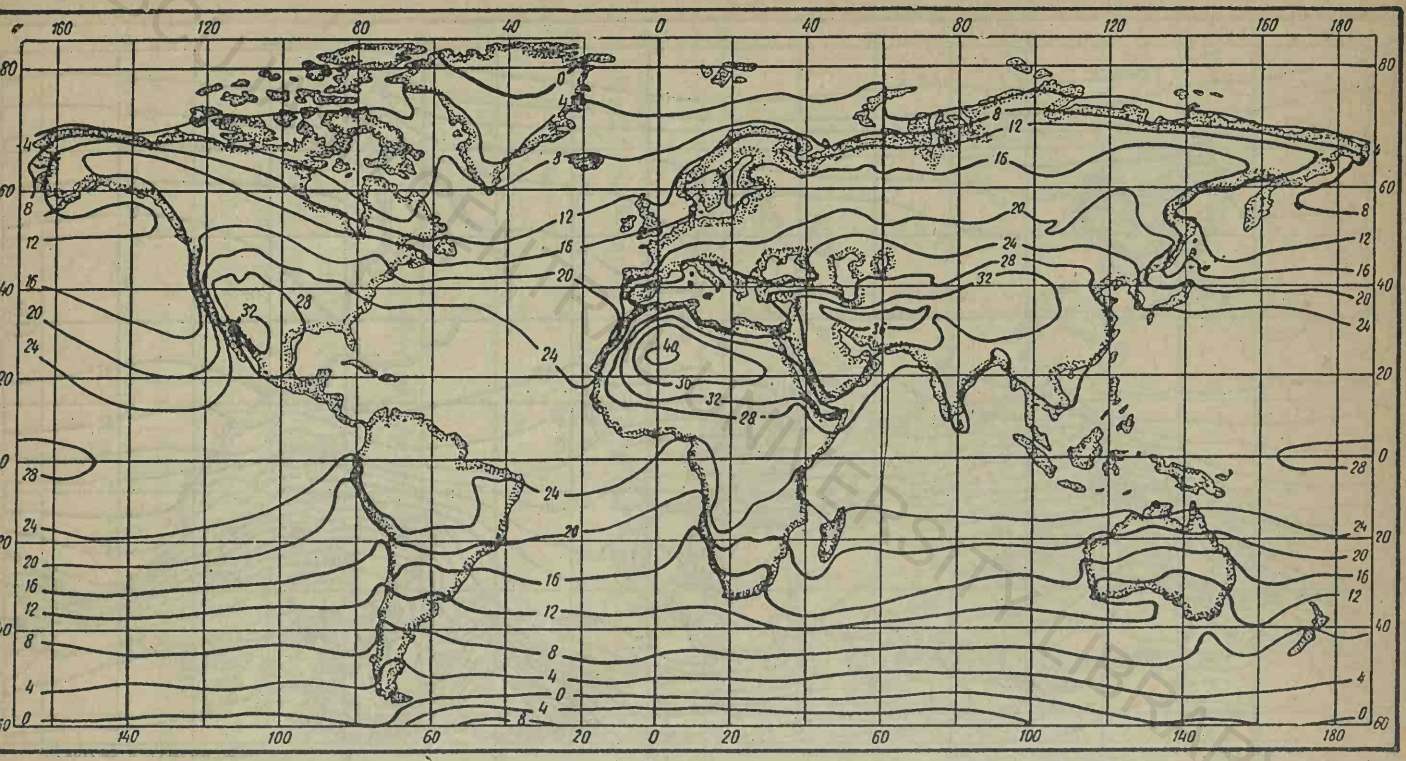


Fig. 47. Harta cu repartiția izotermelor pe glob în luna iulie.

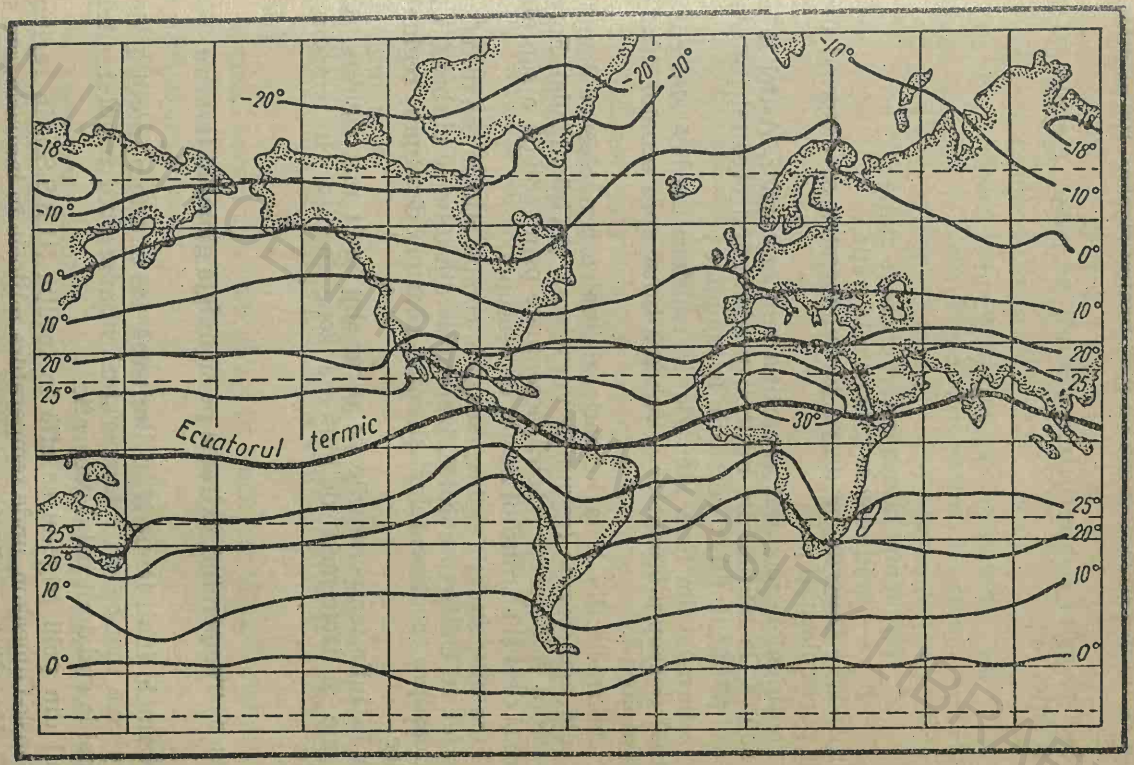


Fig.48. Harta cu repartiţia izotermelor pe glob anuale.

Pentru aceasta, prin convenție internațională, s-a hotărît să se admită că temperatura variază cu 0,6° pentru fiecare 100 m diferență de nivel.

Astfel calculul reducerii temperaturii se poate efectua cu ajutorul relației

$$t = t_s + 0{,}6\,\frac{h}{100}$$

în care :

t este temperatura determinată la stație ;

h — înălțimea la care se află stația.

Din hărțile izotermelor de pe globul terestru se desprind următoarele particularități :

1) continentele modifică repartiția temperaturilor. Astfel în emisfera sudică, la latitudinile mijlocii predominînd oceanul izotermele păstrează paralelismul cu cercurile latitudinale ;

2) izotermele din luna ianuarie, în emisfera nordică sînt curbate accentuat deasupra oceanelor și coboară brusc spre ecuator deasupra continentelor ;

3) izotermele din luna ianuarie, delimitează nuclee cu temperaturile cele mai scăzute (regiunea Verhoiansk și Gröenlanda). Formarea acestora se datorește răcirii accentuate prin radiație a suprafeței terestre și deci și a stratului de aer de deasupra.

În luna iulie situația se inversează în comparație cu cea din ianuarie. Astfel, în emisfera nordică, izotermele din iulie se curbează către nord deasupra continentelor și spre ecuator deasupra regiunilor oceanice.

Tot în iulie temperaturile pe uscat sînt mult mai ridicate, decît pe oceane și izotermele delimitează zone închise cu temperaturi ridicate.

§ 5. Temperaturi extreme pe suprafața globului terestru

Izotermele lunii ianuarie delimitează în emisfera nordică două zone cu cele mai coborîte temperaturi, numite polii frigului, situate mult mai la sud decît polul geografic.

Unul din polii frigului se află în Iacuția (U.R.S.S.), în regiunea Verhoiansk-Oimeakon, unde temperatura mijlocie în ianuarie este sub —48 °C. Un altul se află în partea de nord a insulei Gröenlanda cu temperatura medie în ianuarie —40 °C.

Este de menționat că tot în Iacuția s-a produs și minimum absolut de temperatură de —71 °C (în anul 1892), iar în Gröenlanda și Antarctica termometrul a coborît la —60 °C.

În luna august 1958, stațiile antarctice Vostoc-Est și Sovietskaia s-a înregistrat temperatura de —87 °C.

Cele mai ridicate temperaturi se produc în zona tropicală, astfel maximul absolut de +58 °C s-a înregistrat în Iranul de sud, iar +56 °C în Valea Morții (California) și în Somalia (franceză).

§ 6. Distribuția temperaturii în atmosfera liberă

Distribuția temperaturii pe verticală, deasupra stratului limită este condiționată de fluxul de căldură turbulent și radiații, precum și de degajarea căldurii prin condensarea vaporilor.

În troposfera mijlocie și superioară temperatura scade cu înălțimea, deși uneori se produc și inversiuni, în stratosferă predomină un regim de izometrie și de inversiune.

În atmosfera liberă, intervin o serie de factori (latitudinea, anotimpul, situația sinoptică, înălțimea tropopauzei etc.), care influențează repartiția temperaturii.

Astfel, în zona ecuatorială unde se produce schimbul caloric prin convecție și turbulență, influența scoarței terestre se manifestă pînă la înălțimi mari.

Din această cauză troposfera are la ecuator grosimea de 17—18 km, față de poli (9 km) și ca atare și nivelul tropopauzei este diferit.

Regimul termic din troposferă, pe lîngă turbulență, mai este influențat și de cantitatea vaporilor de apă și de cantitatea de ozon din stratosferă inferioară.

Astfel vaporii prin absorbția radiațiilor și prin schimbările de fază, modifică mersul temperaturii în atmosfera liberă.

De asemenea regimul termic al stratosferei este modificat prin absorbția radiațiilor de către ozon.

Pentru a ilustra repartiția temperaturilor pe verticală și în plan orizontal la nivelul tropopauzei și în stratosfera inferioară se pre-

zintă graficele din fig. 49. Acestea reprezintă izotermele provenite din mediile temperaturilor pe mai mulți ani (extrase din datele furnizate din radiosondele lansate în atmosfera liberă).

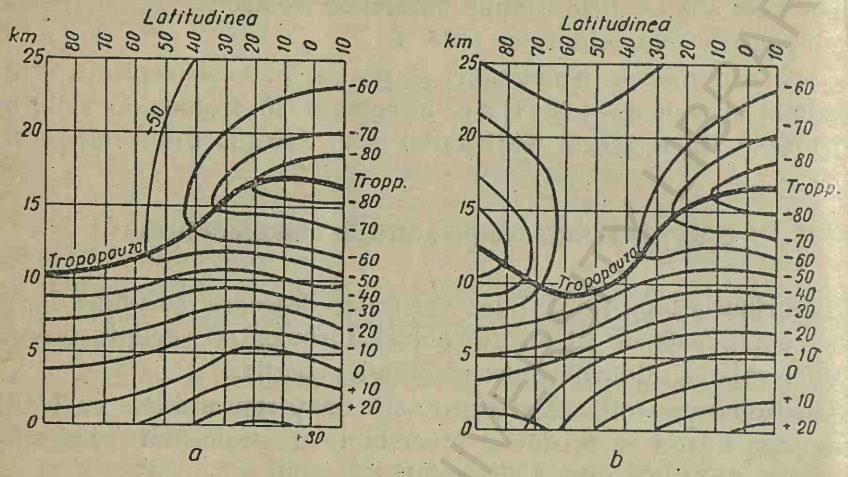


Fig. 49. Repartiția temperaturii aerului la nivelul tropopauzei. *a* — vara ; *b* — iarna.

Pe axa absciselor sînt notate latitudinile, iar pe axa ordonatelor înălțimile în kilometri.

§ 7. Instrumente pentru măsurarea temperaturilor aerului în meteorologie

Temperatura unui corp este determinată de proprietatea acestuia de a transmite căldură altor corpuri sau de a primi calorii de la acesta.

Orice variație în stare de încălzire a unui corp produce o schimbare a proprietăților fizice și geometrice ale corpului.

Acest fapt constituie principiul care stă la baza construcției instrumentelor pentru determinarea temperaturii, adică a termometrelor.

Cu ajutorul acestora se stabilește raportul care există între proprietățile unui corp și între temperatură, deoarece termometrul introdus în mediul ce se cercetează capătă temperatura acestuia, datorită schimbului de căldură și a tendinței de stabilire a echilibrului termic.

Proprietatea pe care se bazează construcția termometrelor este deformarea pe care o suferă corpurile gazoase, lichide sau solide, sub influența variațiilor de temperatură.

În cazul termometrelor această deformare se traduce printr-o contracție sau dilatație a substanței termometrice.

Pe baza acestei variații de volum s-a ajuns la definirea unității de măsură a temperaturii, adică a gradului de temperatură.

Astfel gradul centigrad (Celsius), reprezintă a 100-a parte din variația volumului aparent (se consideră și dilatația sticlei) a mercurului din corpul termometric, atunci cînd este trecut din gheața care se topește, în vaporii apei care fierbe, la presiunea normală.

Menționăm că gradul nu este o unitate absolută pentru măsurarea temperaturii, deoarece valoarea acestuia depinde de dimensiunile ce se dau, prin construcție, termometrului respectiv.

De asemenea mărimea gradului de temperatură mai depinde și de modul cum se împarte scara termometrului.

Astfel se amintește că scara centigradă sau Celsius, reprezintă intervalul dintre 0 (punctul de topire al gheții) și 100 (punctul de fierbere al apei). Mai puțin răspîndite sînt scările termometrice Réaumur (0—80°) și Fahrenheit (32—212°). În ultimul timp s-a adoptat scara Kelvin cu limitele de la 273,15—373,15 °K.

Oricare ar fi construcția termometrului, cînd este introdus în mediul a cărui temperatură se determină, el capătă temperatura mediului datorită schimbului de căldură și tendinței de stabilire a echilibrului termic.

Termometrul nu capătă instantaneu temperatura mediului, ci între termometru și mediu începe să se producă schimbul caloric, conform relației

$$dQ = i\,S\,(\theta - t)\,d\tau, \qquad (V.8)$$

în care :

dQ este cantitatea de căldură pe care o pierde sau o primește termometrul (dacă se află la o temperatură mai mare sau mai mică decît a mediului în care este introdus) în timpul $d\tau$;

i — coeficientul de schimb caloric cu mediul ;

S — suprafața receptoare (rezervorul) termometrului ;

θ — temperatura termometrului la un moment dat ;

t — temperatura mediului, considerată în general constantă.

Temperatura termometrului se va modifica, în timpul schimbului caloric, în funcţie de cantitatea de căldură primită sau cedată. Această cantitate se exprimă prin relaţia

$$dQ = cM \cdot dt, \tag{V.9}$$

în care :

c este căldura specifică a substanţei din care este confecţionat termometrul ;

M — masa acestuia ;

dt — exprimă variaţia de temperatură datorită cantităţii de căldură ce se propagă de la mediu la termometru.

Cantitatea de căldură primită exprimată pe căi diferite prin relaţiile (V.8) şi (V.9) este aceeaşi şi deci

$$-iS\,(\theta - t)\,d\tau = CM dt \tag{V.10}$$

din care se obţine

$$-\frac{iS}{MC}(\theta - t) = \frac{dt}{d\tau}, \tag{V.11}$$

în care $\frac{dt}{d\tau}$ reprezintă viteza cu care termometrul capătă temperatura mediului în care este introdus.

Deci conform ultimei relaţii deducem că rapiditatea cu care termometrul capătă temperatura mediului este proporţională cu suprafaţa termometrului, cu coeficientul de schimb caloric i şi cu diferenţa de temperatură $(\theta - t)$ şi invers proporţională cu Mc, capacitatea calorică a termometrului.

La construcţia termometrelor se ţine cont de această relaţie, avînd în vedere scopul pentru care se va utiliza termometrul.

§ 8. Termometre pentru determinarea temperaturii aerului atmosferic

În meteorologie se utilizează în acest scop *termometrul ordinar meteorologic* sau psihrometric.

Se menţionează că se folosesc două termometre ordinare identice, instalate pe acelaşi suport şi care determină pe lîngă temperatură şi umezeala aerului.

Aceste două termometre alcătuiesc psihrometrul, care va fi descris la capitolul respectiv.

Pentru determinările meteorologice de temperatură, termometrele se instalează în adăpostul meteorologic (fig. 50).

Există mai multe tipuri de adăposturi de instrumente, însă fiecare din acestea este format dintr-o căsuță de lemn, un suport și o scară.

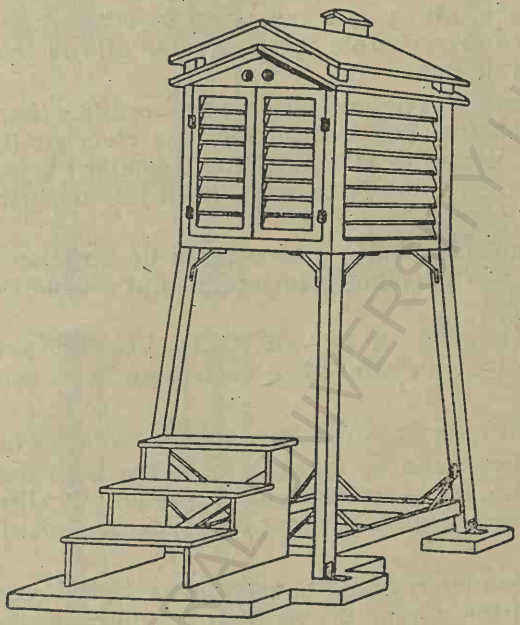


Fig. 50. Adăpostul de instrumente meteorologice.

Căsuța are pereții laterali confecționați din jaluzele de lemn, înclinate la 45° pentru a se umbri una pe alta și deci să nu permită pătrunderea radiațiilor solare în interiorul ei. În același timp printre jaluzele se asigură ventilația instrumentelor din interior. Unele adăposturi au pereții cu jaluzelele duble.

Partea inferioară a căsuței este formată din două scînduri așezate cruciș, iar spațiile rămase libere sînt prevăzute cu sită metalică, tot în scopul asigurării ventilației.

Acoperișul adăpostului este dublu, iar partea de deasupra este acoperită cu pînză de sac vopsită în alb.

Cușca adăpostului se instalează pe un suport cu patru picioare ușor înclinate fixate prin garnituri metalice și buloane în beton.

Menționăm că ușa adăpostului se orientează totdeauna către nord.

Atît suportul adăpostului cît și cușca sînt vopsite în alb iar interiorul cuștei adăpostului este vopsit în negru.

Termometrele ordinare se instalează în adăpost pe suportul respectiv, astfel ca rezervoarele acestora să se afle la înălțimea de 2 m de la suprafața solului.

În continuare va fi descris termometrul ordinar (fig. 51, *a*). Acesta, ca orice termometru, este alcătuit dintr-un rezervor (sferic, cilindric sau tronconic), la care se află sudat tubul capilar *t* prevăzut la partea superioară cu o cavitate *C*. În rezervor și într-o porțiune a tubului capilar se află mercur.

Scara termometrului *SC*, este o placă de porțelan alb (opal), de care este fixat tubul capilar, prin intermediul a două bucăți de sîrmă fină.

Scara este gradată de la —35 °C la +60 °C, fiecare grad este împărțit în cinci părți (astfel că se poate aprecia cu ușurință zecimea de grad).

Pe scară sînt înscrise cifrele care marchează gradele din 10 în 10.

Scara termometrului se sprijină la partea inferioară într-o garnitură de sticlă *S*, iar la cea superioară într-un mic cilindru de material plastic *E*, care prezintă un șanț care fixează capătul scării termometrului.

Garnitura de material plastic este etanș lipită cu shellac de o garnitură de carton *c*, bine prinsă de tubul de protecție *p*, al termometrului.

Capătul superior al tubului de protecție este prevăzut cu o garnitură metalică cilindrică *m*.

Termometrul ordinar, utilizat în adăpostul de instrumente se mai folosește și pentru determinarea temperaturii în aer liber.

În acest scop se instalează pe același stîlp mai multe termometre etajate din 50 în 50 cm. Pentru a nu fi influențate de radiația solară, rezervoarele acestora sînt prevăzute cu pîlnii duble (ecrane) nichelate (fig. 51, *b*).

De asemenea termometrul ordinar mai este folosit pentru determinarea temperaturii la suprafața solului.

Termometrul de maximă. Pentru determinarea temperaturii cea mai mare (maximă) în 12 sau 24 ore se utilizează termometrul de maximă (fig. 52, *a*).

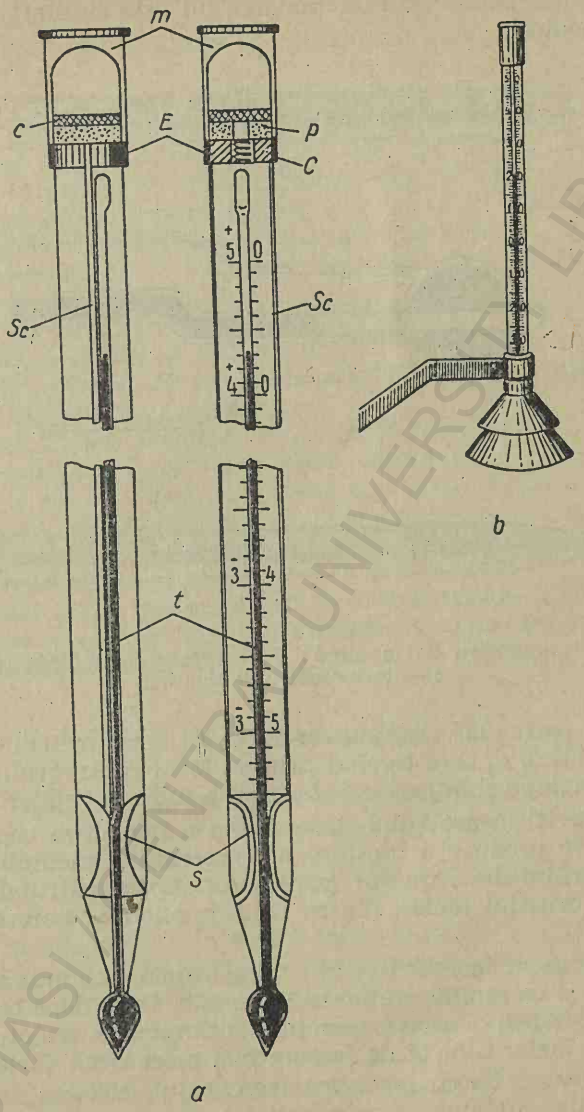


Fig. 51. *a* — termometru ordinar; *b* — termometru cu ecran.

Acesta are lungimea mai mică decît a termometrului ordinar şi este asemănător acestuia. Funcţionarea lui este similară cu a termometrului medical.

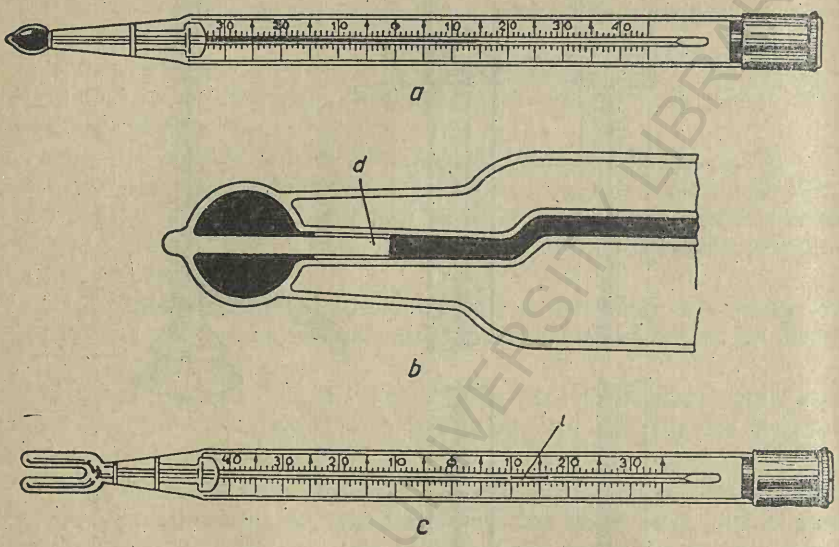


Fig. 52. *a* — termometru de maximă ; *b* — rezervor cu dinte (*d*) de sticlă ; *c* — termometru de minimă.

Astfel de partea inferioară a rezervorului termometrului este fixat un dinte de sticlă *d*, care trecînd prin mijlocul rezervorului pătrunde pe o mică porţiune şi la partea inferioară a tubului capilar (fig. 52, *b*).

Firul *f* de sticlă are rolul de a forma o îngustare capilară, care atunci cînd se produce o creştere a temperaturii mediului, permite totuşi mercurului din rezervor (care se dilată) să pătrundă în tubul capilar prin orificiul inelar, dintre firul de sticlă şi peretele tubului capilar.

Astfel meniscul mercurului din tubul capilar va indica temperatura maximă şi va rămîne staţionar la aceasta, chiar dacă temperatura mediului va scădea, deoarece mercurul întîmpină în dreptul orificiului (îngustat) inelar o forţă de frecare mai mare decît forţa de coeziune a mercurului. La contractarea mercurului, coloana se rupe, iar meniscul rămîne staţionar spre a indica temperatura maximă atinsă.

Termometrul de maximă se instalează în poziţie orizontală în adăpostul de instrumente pe suportul psichrometric.

Se mai utilizează pentru determinarea temperaturii maxime la suprafaţa solului.

După fiecare citire, acesta se operează prin scuturare şi se instalează la locul său.

Termometrul de minimă se utilizează pentru determinarea celei mai scăzute temperaturi din cursul nopţii sau zilei.

Acesta are ca lichid termometric alcool sau toluen, iar rezervorul acestuia are forma de furcă sau cilindrică (fig. 52, *c*).

Pentru a indica temperatura minimă, în tubul capilar al acestuia se află un indice de porţelan *i* cu capetele îngroşate.

Acest termometru se instalează orizontal, pe acelaşi suport cu cel maxim.

După fiecare citire a temperaturii termometrul de minimă se operează, ţinîndu-l oblic, cu rezervorul mai sus, pentru ca indicele să alunece, prin coloana de alcool, de-a lungul tubului capilar şi să se oprească la capătul coloanei de alcool.

În această situaţie termometrul se aşază pe suport.

Dacă temperatura mediului scade, alcoolul din rezervor se contractă şi face să se retragă şi coloana din tubul capilar. Aceasta prin meniscul alcoolului antrenează şi indicele care se va opri (odată cu meniscul alcoolului) în dreptul gradaţiei de pe scară care reprezintă temperatura minimă.

Apoi chiar dacă temperatura mediului creşte, indicele rămîne staţionar, deoarece alcoolul prin dilatare se strecoară printre indice şi pereţii tubului capilar.

§ 9. Termograful

Pentru înregistrarea variaţiilor temperaturii aerului atmosferic în intervalul de 24 ore sau de o săptămînă se foloseşte termograful (termometrul înregistrator).

Termografele sînt de mai multe tipuri, însă fiecare din acestea este format din aceleaşi piese.

Astfel, termograful comportă o piesă sensibilă la variaţiile de temperatură, un sistem de pîrghii de transmisie şi partea înregistratoare formată dintr-un mecanism de ceasornic.

În determinările meteorologice se utilizează termografele cu lamă bimetalică sau altele cu tub Bourdon.

Se vor descrie mai jos unele din aparatele mai răspîndite în reţeaua noastră de staţii meteorologice.

Termograful (Junkalor). Acesta are ca piesă sensibilă (receptoare) o lamă bimetalică *1* (bilamă) formată din sudura a două lamele una

din oțel și alta de *invar* (aliaj) cu coeficientul de dilatare neglijabil și cu compoziția din 35% nichel (și 0,5% mangan).

Lama bimetalică este fixată solid la unul din capete printr-o garnitură metalică *2*, de bara metalică *3*, de peretele din spatele cutiei aparatului (fig. 53, *a*, *b*).

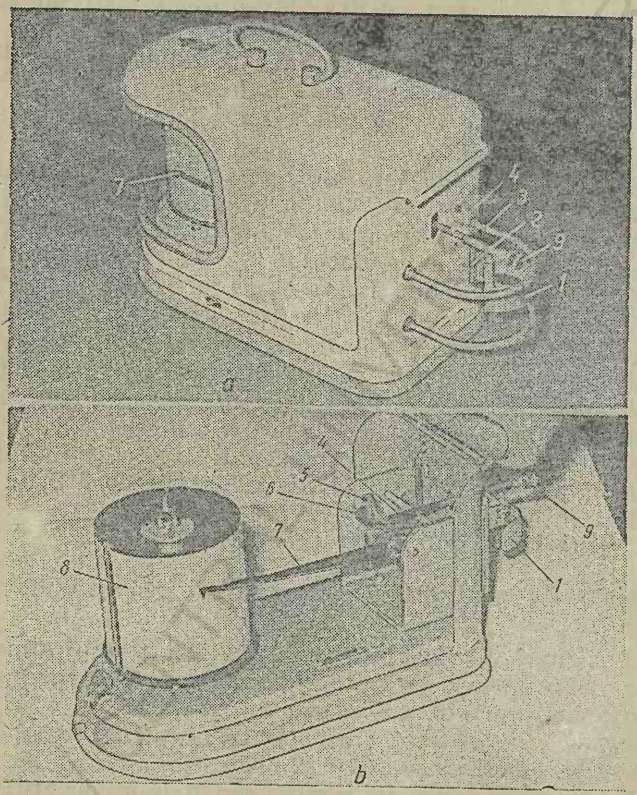


Fig. 53. *a* — termograful Junkalor ; *b* — termograful cu capacul deschis.

Capătul liber al lamei bimetalice este cuplat de sistemul pîrghiilor de transmisie care este format din lama *4* ce se angrenează printr-un știft cu o garnitură paralelipipedică *5* care constituie dispozitivul de reglarea sensibilității și care este fixat într-o anumită poziție în timpul etalonării aparatului, cînd se stabilește sensibilitatea sistemului de pîrghii. Această garnitură este fixată pe axul de suspensie *6*, de

care este angrenată și pîrghia înregistratoare 7, a cărei peniță atinge diagrama fixată pe mecanismul de ceasornic 8. Pentru punerea la valoare a vîrfului peniței se folosește șurubul 9.

Funcționarea aparatului. Sub influența variațiilor de temperatură, lama bimetalică se deformează, iar deplasarea capătului liber suferă o deplasare (deflexiune) care este transmisă și amplificată de sistemul de pîrghii.

Cînd lama bimetalică suferă o dilatație, peniță urcă pe diagramă spre valorile mari ale temperaturii. Invers, la contractarea lamei bimetalice sub influența scăderii temperaturii, pîrghia peniței coboară.

Sensibilitatea unui termograf depinde de deplasarea capătului liber al lamei bimetalice sau de deflexiunea acestuia d, care este dată de relația

$$d = \frac{l(K_1 - K_2) \cdot t^\circ}{g} \qquad (V.12)$$

din care deducem că deflexiunea este proporțională cu lungimea l și cu $(K_1 - K_2)$ diferența coeficienților de dilatare a celor două lamele ale lamei bimetalice, precum și cu temperatura t° ce acționează asupra acesteia și este invers proporțională cu grosimea bimetalului.

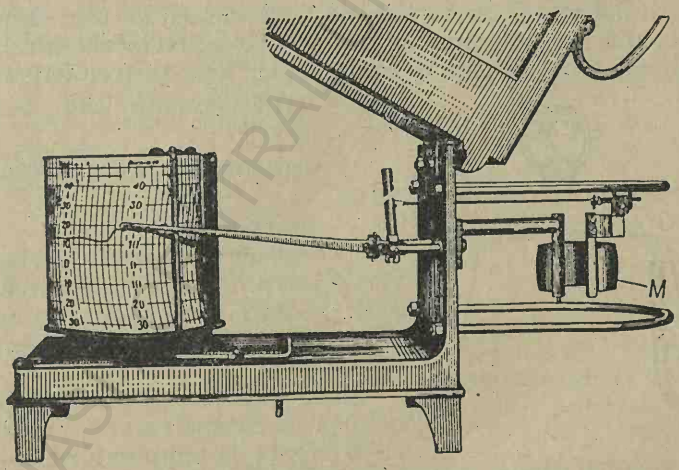


Fig. 54. Termograf cu tub Bourdon.

Pentru înregistrarea temperaturii, pe mecanismul cilindric de ceasornic se fixează o diagramă pe care sînt marcate, prin linii orizontale (din grad în grad), temperaturile, între limitele —35° la +45 °C.

Aparatul este prevăzut cu o cutie metalică, iar în exteriorul acesteia se află numai piesa sensibilă și un șurub care permite punerea la valoare a peniței pe diagramă.

Pe lîngă termograful descris mai sus, mai sînt și alte tipuri de aparate, tot cu lamă bimetalică (Rösel, Fischer, Metra) ale căror principii și mecanisme de funcționare sînt asemănătoare.

Termograful cu tub Bourdon (fig. 54) se deosebește de cele descrise mai sus prin faptul că piesa receptoare pentru temperatură a acestuia este un tub plat metalic *M*, cu pereții subțiri în interiorul căruia se află un lichid termometric (alcool amilic, petrol, toluen etc.).

Sub influența variațiilor de temperatură lichidul termometric se deformează și aceasta este transmisă tubului metalic care acționează prin sistemul de pîrghii penița înregistratoare.

Se menționează că aceste termografe sînt de tipul R. Fuess și J. Richard.

§ 10. Metode și dispozitive electrice pentru determinarea temperaturii în meteorologie

Pentru determinările rapidă ale temperaturii aerului atmosferic și în sol, la diferite adîncimi, se extind dispozitivele electrice.

Acestea, după principiul construcției, sînt de trei feluri :

— termoelemente sau termometre termoelectrice ;

— termometre cu rezistență electrică ;

— termistori.

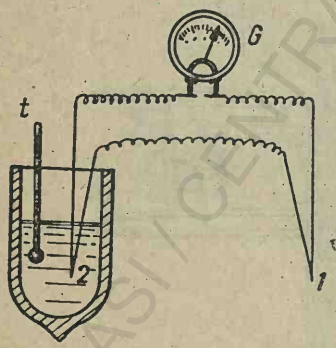


Fig. 55. Cuplul termoelectric.

Termometrele electrice se bazează pe principiul producerii unui curent termoelectric, între două suduri de metale diferite *1* și *2*, menținute la temperaturi diferite (fig. 55).

Între cele două suduri se generează o forță electromotoare *E*, *proporțională* cu diferența de temperatură $(t_2—t_1)$ dintre cele două suduri, adică

$$E = c(t_2—t_1) \qquad (V.13)$$

în care coeficientul *c* reprezintă variația forței electromotrice pentru diferența de temperatură de 1 °C, între cele două suduri.

Deoarece forța electromotoare este mai greu de măsurat în circuitul termocuplului se introduce un galvanometru sensibil, care determină intensitatea i a curentului, conform legii lui Ohm

$$i = \frac{E}{R} = \frac{c(t_2 - t_1)}{r_c + r_g} \qquad (V.14)$$

în care : r_c și r_g sînt rezistențele electrice ale cuplului termoelectric și respectiv a galvanometrului, care se determină în prealabil ;

t_1 — temperatura cunoscută la care se menține una din sudurile termocuplului.

Deci temperatura t_2 ce urmează a fi determinată este dată de relația

$$t_1 = t_2 + K \cdot i \qquad (V.15)$$

în care $K = \frac{r_c - r_g}{b}$.

În figura 56 sînt reprezentate schematic dispozitive cu termoelemente, care se folosesc pentru determinarea temperaturilor la nivele diferite în aer (sau în sol). Se menționează că termometrele sînt foarte mult utilizate în aparatele actinometrice.

Termometrele cu rezistență electrică se bazează pe principiul variabilității rezistenței electrice a unui conductor în funcție de temperatură.

Aceasta este dată de relația

$$R_t = R_0 (1 + at + bt^2), \qquad (V.16)$$

în care :

R_t și R_o sînt rezistențele conductorului respectiv la temperatura t° și respectiv la 0 °C ;

a și b — constante, care se determină prin comparare cu un etalon.

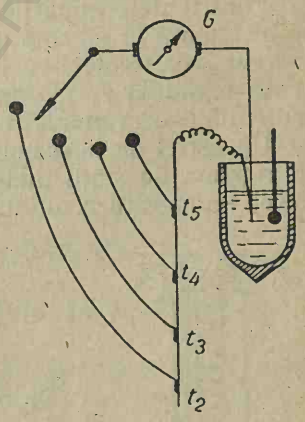


Fig. 56. Dispozitiv schematic pentru determinarea temperaturilor la diferite nivele.

Deoarece în meteorologie limitele variațiilor de temperatură sînt restrînse, termenul bt^2 fiind prea mic, se neglijează, astfel că termometrele cu rezistență electrică își bazează construcția pe relația

$$R_t = R_0(1 + at) \qquad (V.17)$$

din care se deduce valoarea temperaturii $t°$

$$t = \frac{R_t - R_0}{R_0 a} \qquad (V.18)$$

Un termometru cu rezistență electrică este confecționat în așa fel ca să corespundă scopului în care este utilizat.

Astfel termometrul care este folosit pentru determinarea temperaturii aerului este format dintr-un fir de platină, cu diametrul de 0,0002 mm, cu lungimea de 30 cm și cu rezistența electrică de 80 ohmi. Acest fir este izolat în mătase și închis într-un tub de protecție, prevăzut cu două borne, la care se conectează capetele firului.

Pentru determinarea temperaturii în sol la diferite adîncimi se poate utiliza același fir sau mai convenabil firul de cupru care se înfășoară pe o vergea de material plastic.

Acesta este protejat de un tub metalic, prevăzut cu bornele la care se leagă capetele firului (fig. 57, *a*).

Pentru determinările de temperatură, termometrul cu rezistență se instalează în schema unei punți Wheatstone (fig. 57, *b*), în care mai intervin rezistențele cu valoarea cunoscută r_1 și r_2, precum și o rezistență reglabilă r_3, în așa fel ca la echilibrarea punții, acul galvanometrului G să rămînă în poziția zero.

Un astfel de termometru cu punte (tip A *M*—2 *M*) se utilizează și în rețeaua de stații meteorologice din țara noastră pentru determinarea temperaturii solului la diferite adîncimi.

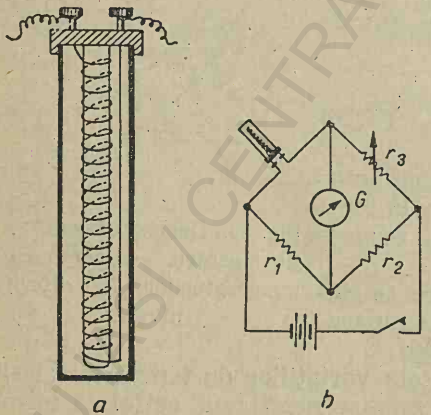


Fig. 57. *a* — termometru cu rezistență electrică ; *b* — montarea acestuia în puntea Wheatstone.

Termistori. Folosirea acestora se bazează pe proprietățile elementelor semiconductoare (germaniul, siliciul, telurul etc.) de a-și micșora puternic rezistența electrică la creșterea temperaturii.

Unii oxizi metalici izomorfi sau cu structură cristalină anumită sînt şi ei semiconductori care îşi măresc conductivitatea electrică, la variaţiile de temperatură, prin apariţia în cristal a unor *lacune electronice*, care favorizează deplasarea electronilor.

Asocierea prin topire a unor oxizi (magnetitul Fe_3O_4 cu spinelul $MgAl_2O_4$ formează o masă cu aspectul de masă ceramică, care are proprietăţile tranzistorilor.

Conductivitatea electrică a termistorilor rezultă din propagarea electronilor legaţi slab la lacunele reţelei cristaline.

Relaţia de bază a termistorilor este de forma

$$R_t = R_0 e^{b\left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_0}\right)} \qquad (V.19)$$

în care sensibilitatea este caracterizată de constanta b, care depinde de natura materialului. Pentru determinarea temperaturii, termistorii se utilizează de asemenea în schema unei punţi Wheatstone şi au avantajul că prezintă dimensiuni mici şi inerţie neglijabilă.

CAPITOLUL VI

VAPORII DE APĂ ÎN ATMOSFERĂ

§ 1. Formele sub care se poate prezenta apa în atmosferă

Vaporii de apă, spre deosebire de celelalte gaze care compun atmosfera, la temperaturile existente îşi pot schimba starea de agregare.

Cele trei stări de agregare ale apei (solidă, lichidă, gazoasă) se numesc faze.

Schimbarea de fază se face cu consum sau cu degajare de energie.

Trecerea vaporilor din starea gazoasă în lichidă şi solidă este posibilă în atmosferă numai la temperaturi mai scăzute, decît cea critică a apei.

Cele trei stări de agregare ale apei (fazele) se deosebesc prin proprietăţile din tabelul următor.

În atmosferă se produce în permanenţă procese de trecere a apei dintr-o fază în alta : apa se evaporează sau îngheaţă, vaporii de apă se condensează sau sublimează, gheaţa se evaporă sau se topeşte.

Tabelul 20

Fazele apei

Proprietăți	Vapori	Apă pură	Gheață
Densitate, g/cm³	0,623	0,99987	0,917
Căldura specifică, cal/g. grd	C_v=0,330 C_p=0,440	1,002	0,5
Căldura latentă, cal/g	597	677	80

Aceste procese influențează, în mare măsură bilanțul termic al suprafeței terestre și al atmosferei, precum și evoluția stării vremii. Tot ele dictează formarea norilor și precipitațiilor.

§ 2. Pătrunderea vaporilor de apă în atmosferă

Vaporii de apă pătrund în atmosferă de pe suprafața terestră și a întinderilor de apă în timpul procesului de evaporare.

Vaporii sînt apoi transportați de curenții de aer și prin amestecul turbulent imprimă atmosferei o anumită stare de umiditate.

În urma proceselor de evaporare și condensare, în atmosferă se produce un circuit al apei, în care intră în joc o enormă cantitate de apă.

Astfel după L. Zubenok în circuitul apei din atmosferă intră următoarele componente :

	Precipitații mm/an	Evaporare mm/an	Scurgere mm/an
Uscatul	700,00	440,60	260,40
Oceanul mondial	1 020,40	1 120,70	100,30

Circuitul apei în atmosferă se desfășoară intens : calculele arată că în medie, masa vaporilor de apă din atmosferă, atinge în luna ianuarie cifra 13 080 km³ de apă, iar în iulie 14 540 km³.

Întrucît evaporarea se face cu consum de căldură, din energia calorică anuală primită de la Soare se consumă pentru evaporare cca 25%, adică $3 \cdot 10^{23}$ cal/g.

§ 3. Evaporarea și capacitatea de evaporare

Problema calculării cantității de apă evaporată de pe suprafețele de apă este mai ușor de rezolvat, deoarece deasupra acestora, vaporii de apă se află în stare de saturație.

Calculul evaporării de pe diversele suprafețe solide și naturale, constituie o problemă mai grea, deoarece o astfel de suprafață este în general, acoperită cu vegetație, care modifică caracteristicile aerodinamice ale curenților de aer și în același timp mai intervine și transpirația plantelor.

Pentru a caracteriza evaporarea suprafețelor solide naturale s-a adoptat noțiunea de *capacitate de evaporare* sau *evaporare maximă posibilă*.

Aceasta este definită prin cantitatea de apă care s-ar evapora de pe o anumită suprafață a solului, în cazul cînd aceasta ar conține o cantitate nelimitată de apă.

În regiunile secetoase, cantitatea de apă evaporată este limitată de rezerva de apă din sol. Menționăm că evaporarea efectivă este o mărime care se deosebește mult de capacitatea de evaporare.

Tot pentru definirea procesului de evaporare se mai utilizează și noțiunea de viteză de evaporare, care reprezintă în grame, cantitatea de apă ce se evaporă în unitatea de timp, de pe 1 cm^2. De obicei viteza de evaporare se exprimă prin grosimea în mm a stratului de apă evaporat.

Variațiile diurne și anuale ale evaporării au un mers paralel cu al temperaturii aerului.

Mișcările aerului influențează în mare măsură fenomenul evaporării. Astfel, în funcție de viteza vîntului, maximul evaporării, are loc, în decurs de 24 ore, între orele 13—14, iar minimul în cursul nopții. Deci viteza de evaporare maximă coincide cu maximul vitezii vîntului.

În cursul unui an, maximul vitezei de evaporare se produce în lunile iunie—iulie, iar minimul în ianuarie.

§ 4. Mărimile care definesc umezeala aerului

Umezeala aerului atmosferic este una din caracteristicile cele mai importante, atît pentru procesele meteorologice, cît și pentru întreținerea vieții vegetale și animale.

Umezeala atmosferică este caracterizată prin mai mulți parametri higrometrici, din care menționăm pe următorii :

Tensiunea vaporilor de apă sau forța elastică. Vaporii de apă au aceleași proprietăți ca și celelalte componente ale aerului, participînd în exercitarea presiunii totale a aerului atmosferic.

Presiunea parțială, ce revine vaporilor de apă din presiune totală a aerului atmosferic este numit în mod curent *tensiunea vaporilor* sau *forța elastică a vaporilor de apă* și se notează cu litera „e" sau p_v.

Conform celor menționate presiunea totală a aerului p va fi

$$p = p_u + p_v \qquad \text{(VI.1)}$$

în care p_u este presiunea parțială a aerului uscat.

Din prima relație se deduce tensiunea sau presiunea p_v ce revine vaporilor de apă

$$p_v = p - p_u. \qquad \text{(VI.2)}$$

La această relație se poate ajunge și prin utilizarea ecuației lui Clapeyron

$$pV = RT,$$

în care se consideră presiunea $p = e$, presupunînd că vaporii de apă se comportă înainte de a ajunge la saturație ca și gazele perfecte.

Astfel că ecuația lui Clapeyron pentru vaporii de apă se va putea scrie

$$eV_v = R_v T \qquad \text{(VI.3)}$$

în care :

V_v este volumul ocupat de vaporii de apă ;

R_v — constanta specifică a vaporilor de apă $\left(R_v = \frac{R}{M_v}\right.$ unde M este greutatea moleculară a aerului).

În cazul aerului uscat valoarea constantei R_u va fi

$$R_u = \frac{R}{M_u} = \frac{P_0 V_0}{T_0}$$

în care :

$$V_0 = -\frac{1}{\rho_0} = \frac{1}{1{,}293} \cdot 10^3 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1};$$

iar P_0, T_0 sînt valori standard.

Constanta universală a gazelor R (pentru 1 mol din orice gaz) are valoarea

$$R = 8{,}315 \cdot 10^7 \text{ erg/°K} \cdot \text{mol},$$

iar greutatea moleculară medie a aerului uscat este $M_u = 28{,}966$ g/mol.

Între R_v și R_u se poate stabili relația

$$\frac{R_u}{R_v} = \frac{\frac{R}{M_u}}{\frac{R}{M_v}} = \frac{M_v}{M_u} = \frac{18{,}016}{28{,}966} = 0{,}623.$$

În aceleași condiții de temperatură și presiune densitățile vor fi

$$\rho_v = \frac{P}{R_v T} \quad \text{și} \quad \rho_u = \frac{P}{R_u T}$$

iar raportul lor

$$\frac{\rho_v}{\rho_u} = \frac{\frac{P}{R_v T}}{\frac{P}{R_u T}} = \frac{R_u}{R_v} = 0{,}623,$$

Deci vaporii de apă au o densitate mult mai mică decît aerul uscat.

În cazul aerului care în condiții normale este un amestec de aer uscat și vapori de apă se poate spune că presiunea atmosferică determinată cu ajutorul barometrului reprezintă suma presiunii aerului uscat și a presiunii vaporilor de apă

$$p = p_u + p_v.$$

Deci, presiunea (tensiunea sau forța elastică) vaporilor de apă din atmosferă se poate determina ca și presiunea atmosferică, exprimîndu-se în mm cal. Hg sau mbar.

Forța elastică a vaporilor de apă la o anumită temperatură rămîne constantă și ajunge maximă în cazul aerului saturat cu vapori.

În acest caz, aceasta se notează cu E și poartă numele de forță elastică maximă a vaporilor spre deosebire de e care exprimă forța elastică actuală a vaporilor la o anumită temperatură.

Cînd $E = e$, aerul este deci saturat cu vapori de apă.

Cînd $e < E$, aerul este nesaturat, iar cînd $e > E$, aerul atinge starea de suprasaturație cu vapori de apă.

E depinde de temperatura și de starea de agregare a apei.

Experimental și teoretic s-a găsit că pentru aceeași temperatură următoarele valori :

$$E_{apă} > E_{gheață}.$$

Temperatura	0°	−10°	−20°	−30°	−40°
Umezeala relativă în raport cu apa	100%	110%	120%	134%	147%
Umezeala relativă în raport cu gheața	100%	91%	82%	74%	64%

De asemenea E mai depinde și de forma suprafeței lichidului ce se evaporă și s-a găsit că

E convexă $> E$ plană $> E$ concavă,

adică tensiunea maximă a vaporilor pe o suprafață evaporatoare plană este mai mică decît aceea de pe o suprafață convexă, dar mai mare decît în cazul unei suprafețe concave.

Umezeala absolută $a = \rho_v$ este cantitatea de vapori de apă exprimată în grame, ce se află la o anumită temperatură într-un metru cub de aer, adică umezeala absolută este chiar densitatea vaporilor de apă.

Densitatea vaporilor de apă se poate deduce pe baza următoarelor considerații : 1 m^3 de aer uscat la 0 °C și la presiunea normală, cîntărește 1,293 gr.

La o temperatură oarecare $t°$ și la o presiune care se notează cu e (torr), diferită de cea normală, aerul dintr-un m^3 va avea masa

$$\rho_u = \frac{1\,293 \cdot e}{(1+\alpha t)\,760}\ (g/m^3), \qquad (VI.4)$$

știind că densitatea vaporilor de apă în raport cu aerul uscat este 0,622, atunci masa unui m^3 de vapori de apă va fi

$$\rho_v = \frac{1\,293e}{(1+\alpha t)\,760} 0{,}623\ g/m^3. \qquad (VI.5)$$

Deoarece

$$\frac{1\,293 \cdot 0{,}623}{760} = 1{,}06$$

urmează că

$$\rho_v = \frac{1{,}06 \cdot e}{1+\alpha t}\ g/m^3 \qquad (VI.6)$$

iar dacă presiunea se exprimă în mbar se obține

$$\rho_v = \frac{0{,}81\,e}{1+\alpha t}\ g/m^3. \qquad (VI.7)$$

Relațiile (VI. 6) și (VI. 7) exprimă densitatea vaporilor de apă în funcție de tensiunea sau forța lor elastică, exprimată în torr sau în mbar.

Întrucît din relația (VI. 10) se deduce că

$$\frac{1{,}06}{1+\alpha t} \simeq 1$$

urmează, că numeric, umezeala absolută (densitatea vaporilor) va fi

$$\rho_v \approx e$$

adică va fi exprimată printr-o cifră (în g/m³) aproape egală cu tensiunea vaporilor (în torr).

În cazul aerului saturat cu vapori $E=e$ și ρ_v devine ρ_{vs} pentru o anumită temperatură. Se menționează că E *și* ρ_{vs} își măresc valorile, dacă temperatura aerului crește, ele fiind numeric aproape egale, însă E se exprimă în torr, iar ρ_{vs} în g/m³.

Umezeala relativă U_f se exprimă prin raportul dintre forța elastică actuală și forța elastică maximă a vaporilor de apă adică

$$U_f = \frac{e}{E}, \qquad \text{(VI.8)}$$

iar pentru exprimarea în procente a umezelii relative a aerului se utilizează relația

$$U_f = \frac{e}{E} \cdot 100. \qquad \text{(VI.9)}$$

Deoarece s-a arătat că $e \approx \rho_v$ și $E = \rho_{vs}$ urmează că umezeala relativă poate fi exprimată și astfel

$$U_f = 100\,\frac{e}{E} = 100\,\frac{\rho_v}{\rho_{vs}} = 100\,\frac{\frac{1{,}06\ e}{1+\alpha t}}{\frac{1{,}06\ E}{1+\alpha t}} = 100\,\frac{e}{E} \qquad \text{(VI.10)}$$

Pentru o anumită temperatură, aerul va fi cu atît mai uscat, cu cît e va fi mai mic față de E. La saturație $e=E$ și deci umezeala relativă devine

$$U_f = 100\frac{e}{E} = 100\%. \qquad \text{(VI.11)}$$

Dependența de temperatură a valorilor e, E și $U_f = \frac{e}{E} \cdot 100$ este ilustrată în tabelul 12.

Umezeala specifică s exprimă cantitatea vaporilor de apă în grame conținută într-un kilogram de aer umed.

Tabelul 21

Dependența mărimilor higrometrice de temperatură

$t°C$	e, torr	E, torr	$U=100\frac{e}{E}$
0°	6,5	4,58	143%
5°	6,5	6,54	100%
10°	6,5	9,21	71%
15°	6,5	12,8	51%
20°	6,5	23,8	25%

Potrivit definiției rezultă

$$s=\frac{\rho_v}{\rho_{umed}}. \qquad \text{(VI.12)}$$

Pentru a preciza sensul fizico-matematic al acestei mărimi se fac considerațiile următoare :

Se consideră 1 m^3 de aer umed, la temperatura t și presiunea p, iar tensiunea vaporilor este e. În aceste condiții greutatea aerului uscat din acest metru cub de aer umed se va putea exprima în funcție de presiunea aerului uscat prin relația

$$\frac{1,293\,(p-e)}{(1+\alpha t)\cdot 760}\ \text{kg f.} \qquad \text{(VI.13)}$$

În mod analog greutatea vaporilor de apă din același volum va fi

$$\frac{1,293\cdot e}{(1+\alpha t)\cdot 760}\,0,623\ \text{kg f.} \qquad \text{(VI.14)}$$

Deci greutatea totală a unui metru cub de aer umed va fi egală cu suma celor două greutăți

$$\frac{1,293\,(p-e)+1,293\,e\cdot 0,623}{(1+\alpha t)\,760} \qquad \text{(VI.15)}$$

și restrîngînd termenii se obține

$$\frac{1,293\,[p+(-1+0,623)\,e]}{(1+\alpha t)\cdot 760} \qquad \text{(VI.16)}$$

sau mai departe

$$\frac{1,293\,(p-0,377\,e)}{(1+\alpha t)\,760}\,\text{kg f.} \qquad \text{(VI.17)}$$

Rezultă că într-un m³ de aer umed, cantitatea vaporilor de apă s va fi dată de relația

$$s = \frac{\frac{1{,}293 \cdot e}{(1+\alpha t)\,760} \cdot 0{,}623}{\frac{1{,}293\,(p - 0{,}377 \cdot e)}{(1+\alpha t) \cdot 760}} = 0{,}623 \frac{e}{p - 0{,}377e}\ \text{g/kg}.$$

Cum însă e este foarte mic față de p, cantitatea 0,377 e uneori se neglijează și deci

$$s = \frac{\rho_v}{\rho_{umed}} = \frac{\text{greutatea vaporilor de apă}}{\text{greutatea aerului umed}} = 0{,}623 \frac{e}{p}. \qquad \text{(VI.18)}$$

În cele menționate mai sus s reprezintă umezeala specifică pentru aerul umed, dar nesaturat, la o anumită temperatură. Dacă însă aerul devine saturat, temperatura rămînînd constantă, atunci $s = S$, adică umezeala specifică devine maximă (e devine E).

Punctul de rouă sau temperatura punctului de rouă τ. La această noțiune se ajunge considerînd că o masă oarecare de aer se află la temperatura t, în care forța elastică a vaporilor este e. Dacă se menține presiunea aerului constantă și, printr-un mijloc oarecare, facem ca temperatura să scadă, pînă cînd $e = E$ (s-a atins saturația), temperatura aerului devine τ.

În momentul atingerii saturației, orice scădere de temperatură va fi urmată de condensare, iar vaporii de apă în exces se vor depune sub formă de rouă, iar temperatura respectivă τ se numește temperatura punctului de rouă.

Deficitul higrometric sau diferența psihrometrică este dată de diferența dintre temperatura indicată de termometrul uscat și cel umed al unui psihrometru.

Valoarea deficitului va fi cu atît mai mare cu cît aerul va fi mai uscat, deci mai departe de starea de saturație.

Deficitul de saturație D se exprimă cu ajutorul relației

$$D = E - e.$$

Starea higrometrică S_h este dată de raportul dintre greutatea vaporilor de apă conținuți într-un m³ și greutatea aerului uscat, conținut în același volum, adică de

$$S_h = \frac{\frac{1{,}293 \cdot e}{(1+\alpha t) \cdot 760} \cdot 0{,}623}{\frac{1{,}293\,(p-e)}{(1+\alpha t) \cdot 760}} = \frac{0{,}623}{p-e} \cdot e. \qquad \text{(VI.20)}$$

§ 5. Repartiția pe verticală a umezelii aerului

Vaporii de apă avînd densitatea mult mai mică decît a aerului uscat se vor difuza ușor în atmosferă. La aceasta mai contribuie și temperatura aerului, mișcările de convecție, cele turbulente și advective precum și procesele de condensare și evaporare. Din cauza acestui complex de influențe este greu de rezolvat teoretic problema distribuției pe verticală a umezelii aerului și se folosesc în acest scop relații empirice.

Din datele radiosondajelor s-a constatat că tensiunea vaporilor se micșorează repede cu altitudinea. Astfel pentru latitudinile noastre, valoarea medie anuală a tensiunii vaporilor de apă la sol este 7,5 torr ; la înălțimea de 5 km devine 0,7 torr, iar la 8 km tensiunea este de numai 0,07 torr.

În aceeași măsură scade și umezeala absolută. Umezeala specifică prezintă o descreștere mai lentă, cu înălțimea, deoarece depinde de raportul $\frac{e}{p}$.

Unii cercetători au stabilit în mod empiric diferite relații, care exprimă repartiția umezelii aerului cu înălțimea. Astfel Hahn a găsit următoarea relație, care este valabilă pentru regiunile muntoase

$$e_h = e_0 \cdot 10^{-\frac{h}{6{,}3}}, \qquad \text{(VI.21)}$$

iar pentru atmosfera liberă, Süring a găsit expresia

$$e_h = e_0 10^{-\frac{h}{6}} \left(1 + \frac{h}{20}\right), \qquad \text{(VI.22)}$$

în ambele relații înălțimea h este exprimată în km. Cu ajutorul acestor formule s-au calculat o serie de date, care au fost comparate cu cele găsite pe cale de observație.

S-a găsit astfel că pentru atmosfera liberă, tensiunea vaporilor de apă se reduce la jumătate la 1,5 km înălțime, la 3 km ea devine $\frac{1}{4}$ din cea de la sol.

Pentru regiunile de munte, tensiunea vaporilor de apă se reduce la jumătate pentru 2 km și la $\frac{1}{4}$ pentru 4 km înălțime.

Repartiția mijlocie cu înălțimea umezelii absolute (și deci a tensiunii vaporilor) pe anotimpuri, după I. A. Hvostikov, este arătată în tabelul 22.

Se menționează însă că repartiția umezelii deasupra unei regiuni prezintă o variabilitate accentuată, deoarece straturile cu umezeala

scăzută alternează cu altele cu umezeală mare. Astfel, iarna în straturile inferioare ale atmosferei se produce o inversiune a umezelii specifice însoțită și de inversiune de temperatură.

Tabelul 22

Repartiția cu înălțimea și în funcție de anotimp a umezelii absolute a aerului

Înălțimea km	Primăvara	Vara	Toamna	Iarna	Media anuală g/m³ (sau torr)
0	5,7	10,2	7,8	3,0	6,7
2	2,2	4,2	2,6	1,2	2,6
4	1,0	1,4	1,1	0,4	0,9
6	0,3	0,4	0,3	0,1	0,1
8	0,06	0,12	0,07	0,04	0,08
10	0,02	0,04	0,02	0,02	0,03

Sub influența schimbului turbulent umezeala specifică tinde să se uniformizeze pe verticală. Datorită însă scăderii temperaturii, vaporii de apă ating starea de saturație.

Nivelul la care umezeala relativă atinge valoarea 100% se numește *nivel de condensare* și reprezintă baza norilor, care se formează în urma amestecului turbulent.

În privința repartiției cu înălțimea a umezelii relative nu există o regulă generală. Astfel pe baza datelor s-a stabilit că umezeala relativă, în general, descrește cu altitudinea, în mod neregulat.

În stratul inferior pînă la 2—3 km, variația umezelii relative diferă de la iarnă la vară și de la zi la noapte.

Astfel vara, în timpul zilei, umezeala relativă are valori mici în apropiere de sol și crește cu înălțimea pînă la 2,5 km unde atinge valoarea cea mai ridicată. În general peste înălțimea de 2—3 km, umezeala relativă scade cu altitudinea.

Stratul cu umezeala relativă maximă corespunde înălțimii pînă la care se produce convecția de vară și deci cu acela în care se formează norii.

La înălțimea de 7—8 km, umezeala relativă atinge valoarea 40—50%, adică devine cu 30% mai mică decît la sol.

§ 6. Repartiția geografică a umezelii atmosferice

Datorită surselor de evaporare (mări, rîuri, sol umed, vegetație etc.) se produc neomogenități locale în repartiția umezelii pe suprafața Pămîntului.

Repartiția tensiunii vaporilor de apă urmărește îndeaproape pe aceea a temperaturii. Astfel cele mai mari valori se întîlnesc în regiunea ecuatorială, iar cele mai mici către poli.

Variația umezelii relative cu latitudinea are un caracter mai complicat (fig. 58).

Astfel în zona ecuatorială, umezeala relativă are valori ridicate la latitudinile tropicale apar valori minime.

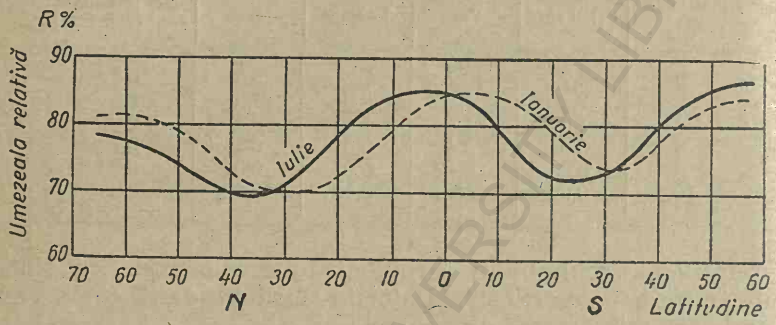


Fig. 58. Variația umezelii relative cu latitudinea în ianuarie și iulie în stratul de aer de lîngă sol.

În zona temperată umezeala relativă crește ; la latitudini mari valorile cele mai ridicate se întîlnesc iarna.

De-a lungul paralelelor, atît umezeala absolută cît și cea relativă sînt mai mari deasupra regiunilor oceanice și scad către interiorul continentelor din cauza condițiilor locale.

§ 7. Variația diurnă și anuală a umezelii aerului

Atît variația diurnă, cît și cea anuală a parametrilor umidității aerului sînt bine exprimate, deoarece acestea sînt influențate de temperatură și de amestecul turbulent.

Un prim tip de variație a umezelii absolute se produce în perioada caldă a anului și deasupra continentelor.

În variația diurnă a tensiunii vaporilor de apă, a umezelii absolute și a celei specifice se produc două maxime (la ora 9—10 și 21—22) și două minime (înainte de răsăritul soarelui și la ora 15—16) (fig. 59).

Umezeala absolută atinge înainte de răsăritul Soarelui valoarea minimă, deoarece și scoarța terestră își micșorează temperatura și deci nu mai are loc producerea accentuată a fenomenului de evaporare.

Imediat ce Soarele a răsărit, temperatura suprafeței terestre începe să crească și o dată cu aceasta și viteza de evaporare și deci umezeala absolută.

Această creștere continuă pînă la orele 9—10, pentru ca în jurul amiezii să prezinte o valoare minimă din cauza măririi intensității amestecului turbulent, care transportă vaporii de apă în straturile superioare.

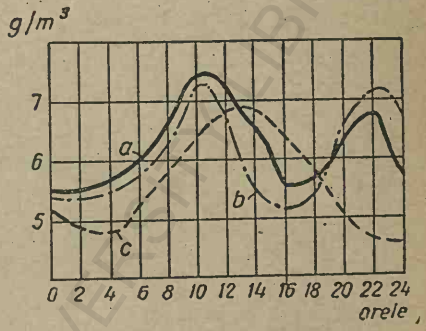


Fig. 59. Variația diurnă a umezelii absolute;
a — la 20 cm înălțime; *b* — la 1,5 m înălțime de la sol; *c* — variația simplă a umezelii absolute.

Cu toate că în aceste ore evaporarea este destul de intensă, umezeala absolută scade datorită acestui transport de vapori pe verticală. Către seară datorită scăderii intensității amestecului turbulent, umezeala absolută crește din nou atingînd maximul către orele 21—22.

Noaptea, umezeala absolută scade din cauza micșorării vitezei de evaporare și a condensării vaporilor de apă.

Un alt tip de variație simplă a umezelii absolute (curba fig. 60) se produce deasupra întinderilor de apă, precum și în perioada rece a anului deasupra regiunilor continentale. Acest tip de variație este analog mersului temperaturii. Astfel maximul diurn al umezelii absolute se produce în momentul cînd temperatura aerului a atins valoarea maximă, iar minimul înainte de răsăritul Soarelui. Acest tip se produce cînd amestecul turbulent este neînsemnat și de asemenea în cazul evaporării intense.

Mersul diurn al tensiunii vaporilor de apă prezintă caracteristici identice cu cele ale umezelii absolute.

Variația diurnă a umezelii relative prezintă un mers invers față de acela al temperaturii aerului.

După cum s-a arătat umezeala relativă este exprimată procentual prin raportul $\frac{e}{E}$, în care ambele mărimi sînt influențate de variațiile temperaturii, variind în același sens cu temperatura.

Dar odată cu creşterea temperaturii, e şi E nu cresc în acelaşi ritm ; e (tensiunea actuală a vaporilor) datorită convecţiei şi schimbului turbulent intens din timpul zilei rămîne mai mică decît E. Din această cauză umezeala relativă va scădea, o dată cu creşterea temperaturii aerului (fig. 60). Dacă schimbul turbulent slăbeşte, e se va mări şi se va apropia de valoarea E a tensiunii de saturaţie, fapt ce va determina creşterea umezelii relative.

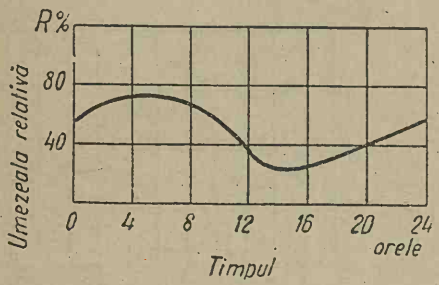


Fig. 60. Variaţia diurnă a umezelii relative.

Umezeala relativă prezintă deci un mers diurn simplu, cu un maximum dimineaţa şi un minimum în jurul orei 14.

Variaţiile anuale ale umezelii aerului. Mersul anual al umezelii absolute este paralel cu acela al variaţiei de temperatură, al umezelii relative este invers faţă de cel al temperaturii.

Aceste variaţii mai sînt influenţate şi de condiţiile fizico-geografice.

În general variaţia anuală a umezelii relative prezintă un maxim în lunile de iarnă, oscilînd între 80—90%. În lunile de vară scade pînă la 60—70%, iar în regiunile aride chiar pînă la 40—50%.

Tensiunea vaporilor (sau umezeala absolută) este din contră mai mică iarna 2—3 mbar, iar valorile maxime, din lunile de iarnă, oscilează între 12—15 mbar.

Aceste oscilaţii anuale ale umezelii se micşorează în raport cu înălţimea iar în troposfera superioară sînt neînsemnate.

§ 8. Instrumente pentru măsurarea umezelii aerului

În meteorologie, în mod obişnuit, pentru determinarea umezelii relative se folosesc higrometrele iar pentru măsurarea tensiunii vaporilor psichrometrul.

Higrometrul de absorbţie se bazează pe proprietatea ce o au firele de păr omenesc, celofanul, diferite membrane organice etc. de a-şi modifica dimensiunile sub influenţa variaţiilor de umezeală.

Astfel în anul 1783, fizicianul Saussure a arătat că firele de păr omenesc își măresc lungimea, cînd umezeala atmosferică crește și invers se scurtează la scăderea acesteia.

Mai tîrziu Gay-Lussac a studiat această proprietate și a dovedit că firele de păr nu se lungesc proporțional cu procentul de umezeală ce influențează asupura lor, conform datelor de mai jos.

Umezeala relativă	0%	10%	20%	30%	40%	50%	60%	70%	80%	90%	100%
Raportul în procente între lungirea firului de păr pentru procentul de umezală respectiv și pentru umezeala maximă.	0	20,8	38,9	52,8	63,7	72,2	79,2	85,2	90,5	95,4	100

Din aceasta se deduce că sub influența umezelii, firul de păr se lungește mai mult cu jumătate din lungimea lui totală la umezeala de 30%, iar pentru umezeli mai mari firul se lungește din ce în ce mai puțin. Conform acestui tabel scara higrometrelor este gradată în mod neegal pentru diferite procente de umezeală.

Se menționează că la confecționarea higrometrelor sînt preferate firele de păr blond, care fiind mai subțiri și avînd mai puțini pigmenți, sînt mai ușor influențabile de variațiile umezelii.

Firele de păr înainte de a fi utilizate la higrometru se degresează, adică se îndepărtează substanțele grase de pe acestea.

În acest scop firele de păr legate în mănunchiuri se spală în apă distilată cu spumă de săpun fin.

Apoi mănunchiurile se introduc o jumătate de oră într-o soluție de 1%, carbonat de sodiu la 80 °C, după care se spală de 3—4 ori cu apă distilată caldă, în care s-a turnat și puțin alcool rectificat.

Cel mai simplu instrument pentru determinarea umezelii este higrometrul Koppe de fabricație R. Fuess (care în ultimul timp este confecționat și în țară la noi).

Acesta este format dintr-un cadru de tablă *1*, care are la partea din față un jgheab, în care se poate introduce un geam cu un orifi-

ciu la partea superioară în dreptul dispozitivului de pus la valoare 2 al higrometrului. În partea din spate a cadrului se află alte două jgheaburi ; în primul se introduce o ramă de tablă, la care este atașat un tifon, iar în cel de al doilea un capac de tablă.

Aceste trei piese se atașează la higrometru numai în cazul verificării punctului 100% al instrumentului.

În acest scop se umezește cu apă tifonul de pe cadru, care se introduce în jgheabul respectiv și apoi geamul și capacul în jgheaburile lor.

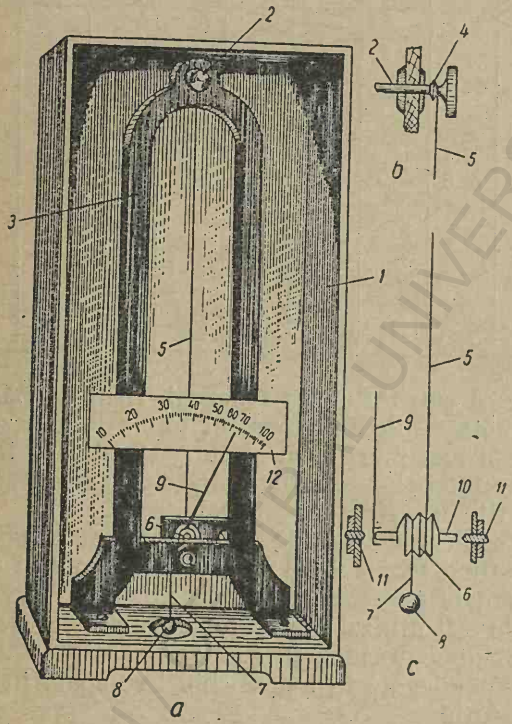


Fig. 61. *a* — Higrometrul Koppe ; *b* — dispozitivul superior de fixarea firului ; *c* — dispozitivul superior de fixarea firului la partea inferioară.

Se formează astfel în interiorul cutiei higrometrului, în jurul firului de păr, umezeală saturată și se aduce acul indicator al higrometrului în dreptul diviziunii 100% de pe scară, cu ajutorul cheiței respective (fig. 61). Această operație se efectuează numai în cazul cînd acul indicator depășește sau nu ajunge la această valoare.

În mod normal higrometrul funcționează fără aceste piese anexă.

În interiorul cadrului metalic *1* se află un suport metalic *3* în formă de U, de care, la partea superioară, prin intermediul unui

şurub de reglare 2 (fig. 61) se fixează printr-un ştift 4 capătul superior al firului de păr 5.

La partea inferioară firul de păr 5 este fixat de axul unui scripete dublu 6 prin intermediul unui ştift şi trece apoi printr-un mic orificiu de la marginea scripetelui şi se înfăşoară de 2—3 ori pe şanţul din spate al acestuia. Pe şanţul din faţă al scripetelui este suspendată prin intermediul unui fir de aţă 7, o mică bilă metalică 8, care are rolul de a menţine firul de păr întins. Acul indicator 9 al higrometrului este fixat la capătul din faţă al axului 10 al scripetelui. Axul scripetelui posedă la capete cîte un lagăr, pentru a avea o suspensie mobilă pe vîrfurile ascuţite ale unor şuruburi 11.

Funcţionarea higrometrului este simplă. Astfel, sub influenţa umezelii, firul de păr se deformează, producînd o rotaţie cu un unghi oarecare a scripetelui şi deci o deviere a acului indicator 9 în faţa scării 12 gradată în procente de umezeală relativă.

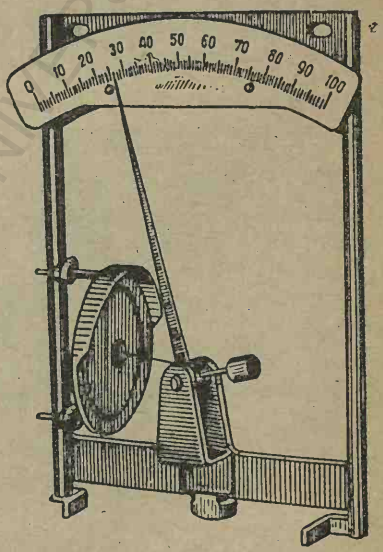


Fig. 62. Higrometrul cu membrană organică (M-39).

Menţionăm că mai există şi alte tipuri de higrometre de absorbţie, la care piesa receptoare pentru umezeală este un mănunchi de 10—15 fire de păr. Un tip recent îl constituie higrometrul sovietic M-39, la care piesa receptoare pentru umezeală este o membrană circulară 1, confecţionată dintr-o peliculă organică (pieliţa de pe coecumul bovinelor) care se deformează proporţional cu procentul de umezeală (fig. 62).

Centrul membranei este solidar cu dispozitivul de transmisie și cu acul indicator *2* care indică umezeala pe scara divizată egal, umezeala relativă în procente.

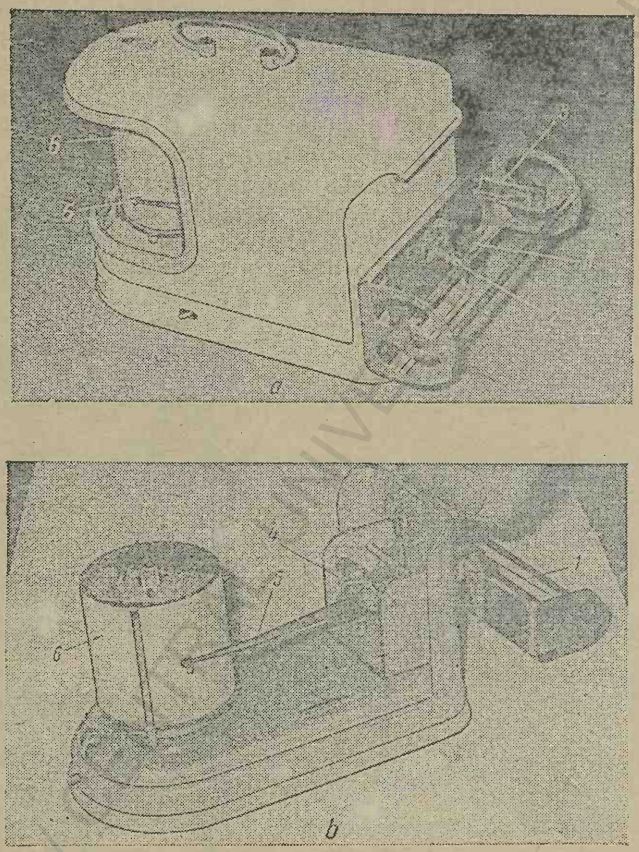


Fig. 63. *a* — Higrograful Junkalor; *b* — idem cu capacul deschis.

Higrograful este un aparat care înregistrează în timp de 24 ore sau o săptămînă variațiile umezelii relative. În general toate tipurile de higrografe se bazează pe același principiu de funcționare.

Higrograful (Junkalor) (fig. 63, *a*, *b*) are ca piesă receptoare pentru umezeală un mănunchi de 30—35 fire păr *1*, care este prins la

mijlocul său, formînd un unghi obtuz, printr-o garnitură metalică 2 de sistemul pîrghiilor de transmisie, care se află în interiorul cutiei aparatului.

Capetele mănunchiului sînt bine fixate, iar dispozitivul 3 cu arc permite prin rotirea unui șurub (de pus la valoare) aducerea vîrfului peniței la o anumită valoare a umezelii relative, în timpul reglării aparatului.

În interiorul cutiei aparatului, pîrghia 2 se angrenează cu un ax orizontal de suspensie 4 de care este angrenată și pîrghia peniței înregistratoare 5, la capătul căreia se află peniţa care înscrie pe diagrama fixată pe mecanismul de ceasornic 6 variaţiile umezelii relative în timp de 24 ore (sau la unele chiar în timp de o săptămînă).

La variaţiile umezelii aerului, mănunchiul firelor de păr se va lungi, cînd umezeala creşte şi aceasta se transmite prin pîrghiile respective la axul de suspensiune 4 care se roteşte cu un unghi oarecare, astfel că pîrghiile peniței urcă pe diagramă, înspre valorile mari de umezeală. Lucrurile se petrec invers în cazul scăderii umezelii aerului atmosferic, cînd peniţa coboară pe diagramă.

Capacul cutiei aparatului este prevăzut pe partea din faţă cu o fereastră de plexiglas, prin care se poate urmări funcţionarea aparatului.

Mai sînt şi alte tipuri de higrografe ca J. Richard, Metra, U.R.S.S. etc. la care intervalele dintre procentele de umezeală de pe diagramă sînt egal distanţate datorită unui dispozitiv de compensare a lungirii pe care o suferă firele de păr sub influenţa umezelii. Acest dispozitiv este format din două garnituri metalice (came) curbate în sens invers şi care se sprijină una pe alta.

Psihometrul determină tensiunea actuală a vaporilor şi este format din două termometre ordinare identice, din care cel din dreapta (cînd privim instrumentul din faţă) are rezervorul acoperit cu tifon, ce se îmbibă cu apă în momentul determinării.

Aceasta poartă chiar denumirea de termometru umezit, pe cînd celălalt, din stînga se numeşte termometru uscat.

Funcţionarea psihrometrului se bazează pe evaporarea ce se produce pe tifonul fixat pe rezervorul termometrului umezit şi care depinde de starea umidităţii aerului.

Astfel dacă mediul înconjurător este uscat, evaporarea pe tifonul umezit al termometrului va fi mai accentuată.

Deoarece evaporarea se face cu absorbţie de căldură, temperatura termometrului umezit va scădea faţă de aceea a termometrului uscat al psihrometrului.

Conform legii lui Dalton, cantitatea q de căldură absorbită în timpul evaporării este dată de relația :

$$q = \frac{KS(E_1 - e)\lambda}{p}, \qquad \text{(VI.23)}$$

în care :

K este un coeficient ce depinde de viteza curentului de aer din atmosferă (sau a vitezei de ventilație din jurul rezervorului termometric) ;

λ — căldura latentă de evaporare a apei.

S — suprafața rezervorului termometrului ;

E_1 — tensiunea maximă a vaporilor de apă la temperatura suprafeței rezervorului umezit ;

e — tensiunea actuală a vaporilor din aerul înconjurător în momentul determinării ;

p — presiunea atmosferică.

Datorită faptului că între rezervorul termometrului umezit și aerul înconjurător se creează o diferență de temperatură conform principiului lui Newton, spre rezervorul termometrului se dirijează o cantitate de căldură q_1 care este dată de relația :

$$q_1 = cS(t - t_1), \qquad \text{(VI.24)}$$

în care :

c este un coeficient de proporționalitate ;

S — suprafața rezervorului termometrului umezit ;

t și t_1 sînt temperaturile indicate de termometrul uscat și umezit ale psihometrului.

Citirea la psihrometru se efectuează în momentul cînd temperatura termometrului umed devine constantă, adică în momentul cînd acest termometru primește o cantitate de căldură egală cu cea consumată prin evaporare, adică $q = q_1$ și deci :

$$\frac{K\lambda S(E_1 - e)}{p} = cS(t - t_1) \qquad \text{(VI.25)}$$

din care se scoate valoarea e,

$$e = E_1 - \frac{cp}{K\lambda}(t - t_1) \qquad \text{(VI.26)}$$

în care dacă se notează $\frac{c}{K\lambda} = A$, rezultă :

$$e = E_1 - Ap(t - t_1). \qquad \text{(VI.27)}$$

Valoarea presiunilor e, E_1 și p se exprimă în aceleași unități torr sau mbar.

Pe baza acestei relații s-au întocmit tabelele psihrometrice, care în funcție de t și t_1 dau diferitele valori ale tensiunii, concomitent cu cele ale umezelii relative.

Tipuri de psihrometre. Se folosesc psihrometrele cu ventilație naturală (sau fără aspirație) și altele cu aspirație (sau cu ventilație artificială).

Din prima categorie fac parte psihrometrele de tipul August și cele praștie.

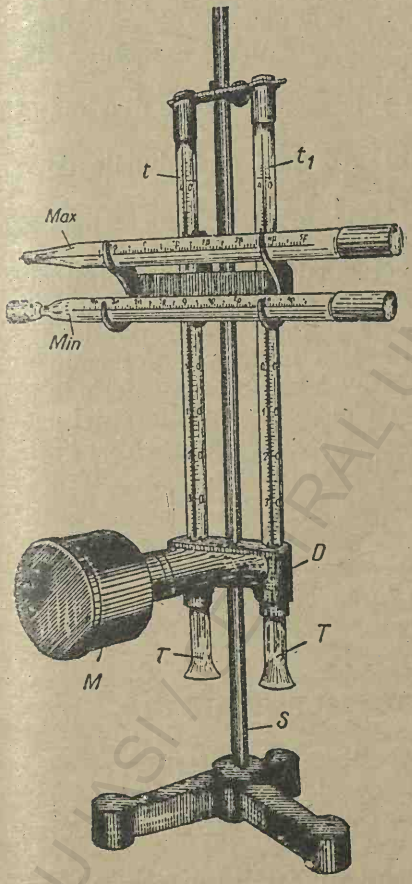


Fig. 64. Psihrometrul cu doză dublă.

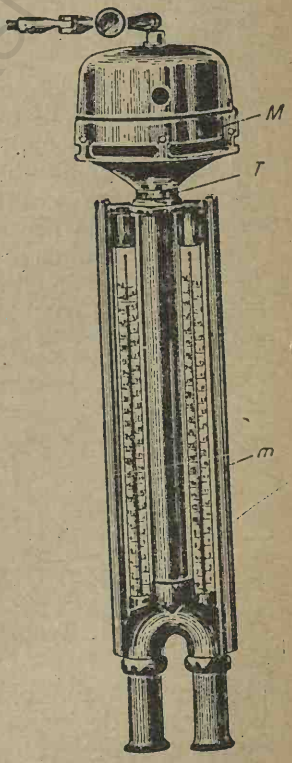


Fig. 65. Psihrometrul tip Assmann.

Din a doua categorie sînt cele care au dispozitiv de ventilație al rezervoarelor termometrelor (morișcă aspiratoare).

Psihrometrul August este alcătuit din două termometre fixate pe suportul respectiv, din care cel umezit are tifonul prelungit și pătrunde într-un pahărel cu apă, iar psihrometrul praștie are termometrele fixate pe un suport, ce se poate roti în momentul cînd se face determinarea.

Psihrometrele cu aspirație sînt de tipul cu doză dublă și Assmann.

Psihrometrul cu doză dublă (fig. 64) este alcătuit din termometrele uscat t și umezit t_1, care pătrund cu partea dinspre rezervor prin orificiile dozei duble D. În al treilea orificiu al dozei se fixează dispozitivul de aspirație, care este morișca aspiratoare M. Pe suportul metalic S sînt fixate termometrele și doza dublă.

Tot pe același suport sînt fixate și termometrele de maximă (Max) și de minimă (Min).

Rezervoarele termometrelor sînt protejate de tuburile de aspirație *T.T.*

Psihrometrul Assmann (fig. 65) este alcătuit din termometrele uscat și umezit, fixate într-o montură metalică nichelată m.

Ventilația termometrelor este efectuată de o morișcă aspiratoare M, fixată la capătul tubului metalic, T, care comunică și cu tuburile de aspirație în care se află rezervoarele termometrelor pe lîngă care trece curentul de aer aspirat de morișcă în timpul determinărilor.

Pentru determinarea umezelii relative a aerului atmosferic în funcție de temperaturile citite la termometrul uscat și a diferenței psihrometrice $(t—t_1)$ se poate utiliza tabelul 23. De exemplu pentru $t=21$ °C și pentru $(t—t_1)=4$ °C umezeala relativă va fi 67%.

CAPITOLUL VII

MIȘCĂRILE VERTICALE ALE AERULUI

§ 1. Transformări adiabatice în atmosferă

În atmosferă au loc, în mod permanent, procese de transformare ale unor forme de energie în altele.

Partea din meteorologie, în care sînt studiate transformările energiei termice în energie mecanică și invers, se numește termodinamica atmosferei.

În capitolele precedente au fost studiate presiunea și temperatura aerului cu presupunerea că în atmosferă nu acționează alte forțe decît forța gravitației și forțele determinate de variația verticală a elementelor meteorologice menționate mai sus.

În această împrejurare legătura dintre ele este dată de ecuația fundamentală a stației atmosferice.

$$dp = -\rho g dh \qquad \text{(VII.1)}$$

și de relația lui Clapeyron.

Pentru satisfacerea acestor condiții este necesar ca atmosfera să fie considerată în repaus, iar variațiile presiunii și temperaturii condiționate numai de forțele amintite. În mod obișnuit, în anumite regiuni ale atmosferei se produc mișcări ascendente și descendente ale aerului destul de importante. Ca urmare în cuprinsul maselor de aer se vor produce variații însemnate în mersul principalelor elemente meteorologice. Presupunînd că în anumite regiuni din atmosferă au loc asemenea mișcări verticale, ce se fac cu totul izolat de influența mediului înconjurător, atunci se poate afirma că transformările pe care le suferă presiunea și temperatura în cuprinsul regiunilor respective, vor fi generate și întreținute numai pe seama energiei lor interne.

O astfel de porțiune (regiune) din atmosferă, izolată de influența mediului exterior, constituie un sistem izolat.

Prin sistem izolat, în cazul nostru, se înțelege totalitatea constituenților atmosferici, care se află într-o interacțiune permanentă.

Pentru a exemplifica cele de pînă acum, se consideră că la nivelul mării se delimitează imaginar un metru cub de aer la presiunea p și temperatura t. Sub o influență oarecare, porțiunea de aer, astfel delimitată și izolată de influența mediului exterior, este antrenată la o mișcare verticală pînă la o anumită înălțime.

În timpul acestei mișcări, pe tot parcursul, pentru a se adapta condițiilor exterioare, presiunea va deveni din ce în ce mai mică, iar volumul mai mare. Trecerea de la volumul inițial la cel solicitat de noile condiții, necesită un consum de energie echivalent cu o scădere corespunzătoare de temperatură. Invers se vor petrece lucrurile, cînd aerul va fi supus la o mișcare descendentă : volumul se va micșora, iar temperatura va crește.

Acest gen de mișcări, ce antrenează variațiile amintite ale presiunii și temperaturii, sînt destul de frecvente în atmosferă și ele rezultă în urma dilatării și comprimării aerului.

Dacă mișcările acestea se fac repede, într-un sens sau altul, atunci influența mediului exterior, care se poate exercita prin termoconductivitate sau schimb radiativ, nu se va mai face simțită, asupra variații-

lor de temperatură, care au loc în cuprinsul porțiunii de aer delimitată imaginar (1 m^3 de aer).

În termodinamică, transformările de felul celor descrise pînă acum poartă denumirea de *procese adiabatice* (adiabatos, înseamnă izolat impenetrabil).

Pentru evoluția fenomenelor atmosferice, asemenea transformări sînt de o importanță covîrșitoare.

Condensarea vaporilor de apă, apariția norilor, a precipitațiilor, deci a celor mai de seamă aspecte ale timpului, sînt consecința transformărilor adiabatice, care au loc în atmosferă. În aceste împrejurări, variația temperaturii aerului este dată de relația stabilită de Poisson

$$\frac{T}{T_0} = \left[\frac{p}{p_0}\right]^{0,2884},$$

în care T_0 și p_0 sînt temperatura inițială și respectiv presiunea inițială a aerului ; T și p reprezintă starea finală a acestor elemente. Pentru stabilirea acestei relații se pleacă de la primul principiu al termodinamicii.

Cu această ocazie, este necesar să se amintească următoarele. Primul principiu al termodinamicii, cunoscut sub denumirea de principiul conservării energiei își găsește aplicare în atmosferă numai în cazul cînd sistemul intrat în transformare se află complet izolat (în afară) de orice influență a mediului exterior, astfel încît să fie asigurată condiția ca energia lui internă să rămînă constantă.

Transformările de energie care sînt în atenția noastră sînt cele de natură termică.

Variației energiei termice îi va corespunde variația dQ a cantității de căldură Q. Primul principiu al termodinamicii este de obicei redat sub următoarea formă :

$$dQ = C_v dT + Apdv, \qquad \text{(VII.2)}$$

pentru cazul particular, cînd procesul este izobaric, adică presiunea este menținută constantă.

Interpretarea fizică a acestei relații este redată în cele ce urmează :

Se presupune că aerul este uscat și că unitatea de masă a acestuia primește din afară o cantitate de căldură dQ. Potrivit primului principiu al termodinamicii, această cantitate de căldură va fi folosită astfel : o parte va servi la creșterea temperaturii aerului cu dT, iar alta la executarea lucrului mecanic, determinat de dilatarea aerului. În relația (VII.2) A reprezintă echivalentul lucrului mecanic în calorii și se deduce din relația fundamentală

$$Q = AW \qquad \text{(VII.3)}$$

în care

$$W = pdv.$$

Această relație ne arată că, ori de cîte ori se consumă o cantitate de căldură Q, va trebui să se producă un lucru mecanic corespunzător W. Echivalentul lucrului mecanic A, va fi așadar echivalentul unui kilogrammetru în calorii :

$$A = \frac{Q}{W}.$$

Valoarea lui A s-a găsit că este egală cu $0{,}288 \cdot 10^{-7}$ cal/erg.

Diferențiind ecuația fundamentală a gazelor se obține

$$pdv + vdp = RdT, \tag{VII.4}$$

de unde

$$pdv = RdT - vdp.$$

Înlocuind în expresia (VII.2) rezultă

$$dQ = C_v dT + A(RdT - vdp), \tag{VII.5}$$

$$dQ = C_v dT + ARdT - Avdp,$$

$$dQ = (C_v dT + AR)\, dT - Avdp.$$

Dacă se ține seama de expresia căldurii specifice sub presiune constantă

$$C_p = \left[\frac{\partial Q}{\partial T}\right] = C_v + AR,$$

se poate scrie că

$$C_p - C_v = AR.$$

Înlocuind în expresia (VII.5) se obține

$$dQ = (C_v + C_p - C_v)\, dT - Avdp,$$

adică

$$dQ = C_p dT - A_v dp. \tag{VII.6}$$

Se consideră că procesul se desfășoară în condiții adiabatice, adică $dQ = 0$. În aceste împrejurări se poate scrie

$$C_p dT = A_v dp. \tag{VII.7}$$

Dacă înaceastă relație se înlocuiește $V = \frac{RT}{p}$, ea va deveni

$$C_p dT = ART\frac{dp}{p}. \tag{VII.8}$$

Relația aceasta mai poate fi scrisă și sub forma

$$\frac{dT}{T}=\frac{AR}{C_p}\cdot\frac{dp}{p} \qquad \text{(VII.9)}$$

Integrînd această ecuație între T_0 și T și între p_0 și p vom obține

$$\ln\frac{T}{T_0}=\frac{AR}{C_p}\ln\frac{p}{P_0}\cdot \qquad \text{(VII.10)}$$

Cunoscînd că $\frac{AR}{C_p}=0{,}2884$, se obține în final expresia

$$\frac{T}{T_0}=\left[\frac{p}{p_0}\right]^{0,2884}, \qquad \text{(VII.11)}$$

care nu reprezintă altceva decît ecuația lui Poisson, baza de plecare a considerațiilor pe care se sprijină interpretarea proceselor adiabatice care au loc în atmosferă.

Variația adiabatică a temperaturii aerului se poate produce atît într-o măsură de aer uscat, cît și într-una umedă, saturată sau nesaturată în vapori de apă.

Cum în atmosferă se găsește întotdeauna o cantitate oarecare de vapori de apă, adică aerul nu poate fi considerat complet uscat, se poate considera că variațiile adiabatice ale temperaturii aerului supus mișcărilor verticale, se pot produce în următoarele împrejurări :

— în cazul aerului uscat sau umed nesaturat ;

— în cazul aerului umed saturat.

a. **Variațiile adiabatice în cazul aerului uscat sau umed nesaturat.** Pentru a cunoaște evoluția temperaturii într-o masă de aer uscată sau umed-nesaturată, supusă unor mișcări verticale în care transformările au loc adiabatic, se procedează în felul următor :

Din ecuația staticii gazelor se știe că

$$dp=-\rho\cdot gdh.$$

Dacă se înlocuiește valoarea lui dp în expresia (VII.7), se obține

$$C_p dT=-Av\rho gdh \qquad \text{(VII.8)}$$

expresie în care

$$v\rho=1.$$

Împărțind cu C_p și dh ambii membri, rezultă

$$\frac{dT}{dh}=-\frac{Ag}{C}=0{,}000098°/\text{cm} \qquad \text{(VII.9)}$$

sau ceea ce revine la

$$-\frac{dT}{dh} \simeq 0{,}01°/\text{m}$$

sau

$$-\frac{dT}{dh} \simeq 1°/100\ \text{m}. \qquad \text{(VII.10)}$$

Relația (VII.10) arată că într-o masă de aer uscată sau umedă nesaturată, supusă unei mișcări ascendente, temperatura aerului scade aproximativ cu 1° pentru fiecare sută de metri de înălțime.

În cele ce urmează (VII.10) va fi notată cu γ și va reprezenta valoarea gradientului termic adiabatic al unei mase de aer uscat sau umed nesaturat, supusă unor mișcări verticale.

S-a considerat că variațiile adiabatice ale temperaturii aerului, în mișcările verticale sînt de același ordin de mărime, atît în cazul aerului uscat cît și în cel al aerului umed nesaturat, deoarece prezența vaporilor de apă modifică foarte puțin densitatea și capacitatea calorică a aerului în cazul cînd nu a fost atinsă starea de saturație și condensare a vaporilor de apă.

Relația (VII.10) este valabilă și pentru situațiile în care masa de aer este supusă unor mișcări descendente. În acest caz, temperatura aerului va crește cu aproximativ 1° pentru fiecare sută de metri de coborîre.

Transformările adiabatice în atmosferă pot avea loc și în cazul deplasărilor orizontale ale maselor de aer, de la o regiune cu presiune ridicată spre una coborîtă.

Cunoscînd temperatura inițială T_0, a unei mase de aer aflată în ascensiune și valoarea gradientului adiabatic se poate afla cu ajutorul relației (VII.10) temperatura aerului la orice înălțime

$$T = T_0 - \gamma h. \qquad \text{(VII.11)}$$

Relația aceasta reprezintă de fapt ecuația unei drepte. Dacă se ia în abscisă temperatura, iar în ordonată înălțimea, se poate reprezenta variația temperaturii aerului cu înălțimea într-o transformare adiabatică, în funcție de valoarea gradientului termic respectiv.

În fig. 66 se observă că dreapta *AB*, care redă distribuția temperaturii cu înălțimea într-o transformare adiabatică, este înclinată față de axa absciselor cu un unghi de 45°.

Dreapta *AB* se numește de obicei *adiabata uscată*.

b. **Variațiile adiabatice ale temperaturii într-o masă de aer saturată în vapori de apă.** Dacă masa de aer aflată în ascensiune ajunge la saturație și își continuă ascensiunea, atunci orice scădere de tem-

peratură poate declanșa în mod obișnuit fenomenul de condensare a vaporilor de apă.

Concomitent cu aceasta, după cum se știe, se degajează căldura latentă de condensare, care va încetini scăderea ulterioară a temperaturii aerului cu înălțimea.

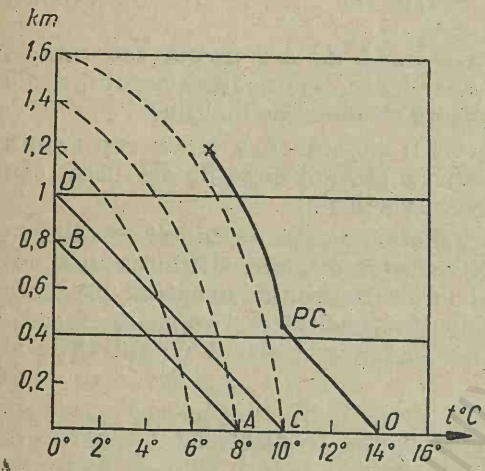


Fig. 66. Repartiția cu înălțimea a temperaturii aerului în procesele adiabatice.

Modificarea produsă în mersul temperaturii aerului cu înălțimea este dată de relația

$$\Delta t = \frac{\Delta q}{c}, \qquad \text{(VII.12)}$$

în care :

q este căldura latentă degajată de fiecare metru cub de aer ;
c — căldura specifică a unui metru cub de aer.

Așadar, după producerea condensării, gradientul termic adiabatic va deveni mai mic decît valoarea pe care o avea în aerul umed nesaturat

$$\gamma' = \gamma - \frac{\Delta q}{c}. \qquad \text{(VII.13)}$$

Gradientul termic adiabatic umed, γ', va fi cu atît mai mic cu cît temperatura aerului în ascensiune va fi mai ridicată. La o temperatură ridicată, cantitatea de vapori de apă conținută în fiecare metru cub de aer va fi mai mare și deci la producerea condensării se va ceda o cantitate mai mare de căldură. Dacă presiunea este joasă, densitatea va fi mică și ca atare capacitatea calorică va fi de asemenea mică. Rezultatul este că în acest caz, gradientul termic adiabatic se

va micșora. Micșorarea gradientului termic se reduce (slăbește), dacă masa de aer își continuă ascensiunea. Vaporii de apă condensîndu-se, devin din ce în ce mai puțini la metru cub de aer. Scăderea temperaturii aerului se intensifică treptat și de la o înălțime tinde să se apropie de variația adiabatică pe care o are într-o masă de aer umed nesaturat.

În mod obișnuit se consideră valoarea mijlocie a gradientului termic adiabatic umed

$$\gamma' = 0{,}6°/100 \text{ m}. \qquad \text{(VII.14)}$$

În fig. (66) este reprezentată schematic variația adiabatică a temperaturii aerului. Curbele întrerupte reprezintă adiabatele umede, liniile drepte reprezintă adiabatele uscate (*AB, CD*). Curba plină, *OPCX* se numește curba stării.

Punctul *PC*, unde se produce discontinuitatea în mersul temperaturii cu înălțimea se numește punct de condensare. El reprezintă intersecția adiabatei uscate cu cea umedă.

§ 2. Temperatura potențială

Temperatura reală a aerului este o mărime care, datorită fluctuațiilor pe care le suferă în straturile de aer din imediata vecinătate a suprafeței terestre, nu poate caracteriza complet însușirile unei mase de aer.

În straturile superioare, unde influența suprafeței terestre nu se mai face atît de simțită, temperatura reală a aerului poate fi considerată o mărime destul de reprezentativă, dar cu condiția ca în interiorul masei de aer să nu se producă condensarea vaporilor de apă. O mărime suficient de reprezentativă, pentru transformările adiabatice, care au loc într-o masă de aer, este așanumita temperatură potențială.

Prin temperatură potențială se înțelege temperatura pe care o ia o porțiune oarecare dintr-o masă de aer, cînd este urcată sau coborîtă adiabatic, de la nivelul inițial unde avea o anumită temperatură T_0 și presiune p_0, la nivelul presiunii standard de 1 000 mb.

Temperatura potențială a aeruluiu se notează în mod obișnuit cu litera grecească θ (teta).

Calculul temperaturii potențiale se poate face cu ajutorul ecuației lui Poisson, în care se efectuează înlocuirile respective de temperatură și presiune, corespunzătoare stării lor finale : θ și 1 000 mb.

Procedînd astfel

$$\frac{\theta}{T_0} = \left[\frac{1\,000}{p_0}\right]^{0{,}2884}$$

de unde

$$\theta = T_0 \left[\frac{1\,000}{p_0}\right]^{0,2884}. \qquad \text{(VII.15)}$$

Deoarece la coborîre aerul se încălzeşte cu cca 1° pentru fiecare sută de metri, rezultă că o particulă de aer ce coboară pînă la nivelul de presiune 1 000 mb, va căpăta temperatura

$$\theta = T_0 + \frac{Z}{1\,000}. \qquad \text{(VII.16)}$$

În cazul cînd se caută temperatura potenţială de la nivelul mării, unde se presupune că presiunea p_0 diferă de 1 000 mb se poate folosi relaţia

$$\theta = T_0 + \frac{Z}{1\,000} + \frac{1\,000 - p_0}{12,5}. \qquad \text{(VII.17)}$$

Relaţiile (VII.16) şi (VII.17) constituie formule pentru calculul aproximativ al temperaturilor potenţiale utile în practică.

În relaţiile de mai sus s-a considerat că nivelul presiunii de 1 000 mb se află mai jos, decît nivelul mării cu $(1\,000 - p_0)$ *hm*, în care h este treapta barică.

Cum în condiţii normale şi în apropierea nivelului mării treapta barică este egală aproximativ cu 8 m/mbar, va rezulta că pentru coborîrea pînă la nivelul de 1 000 mb aflat sub nivelul suprafeţei terestre, porţiunea din masa de aer care coboară se va încălzi suplimentar cu :

$$\frac{(1\,000 - p_0)8}{100} = \frac{1\,000 - p_0}{12,5}. \qquad \text{(VII.18)}$$

Temperatura potenţială se află uşor pe cale grafică (fig. 67), dacă ţinem seama că procesul este adiabatic. Intersecţia adiabatei uscate cu izobara de 1 000 mb va da chiar valoarea temperaturii potenţiale. De aici decurge o proprietate importantă a temperaturii potenţiale în timpul mişcărilor verticale. Dacă transformarea este adiabatică şi are loc într-o masă de aer în care procesul condensării vaporilor de apă nu s-a produs, temperatura potenţială este aceeaşi, indiferent de înălţimea de la care coborîm masa de aer, adică indiferent de valoarea iniţială a temperaturii şi presiunii aerului.

Această proprietate a temperaturii potenţiale, de a-şi păstra valoarea constantă în procesele adiabatice se demonstrează astfel :

dacă se logaritmează şi se diferenţiază expresia (VII.15) se obţine

$$\frac{d\theta}{\theta} = \frac{dT_0}{T_0} - \frac{AR}{C_p} \cdot \frac{dp}{p} \qquad \text{(VII.19)}$$

dar ținînd seama că

$$Cp\,dT_0 - AR\,T_0 \cdot \frac{dp}{p} = 0$$

membrul drept al ecuației (VII.19) va fi egal cu zero.

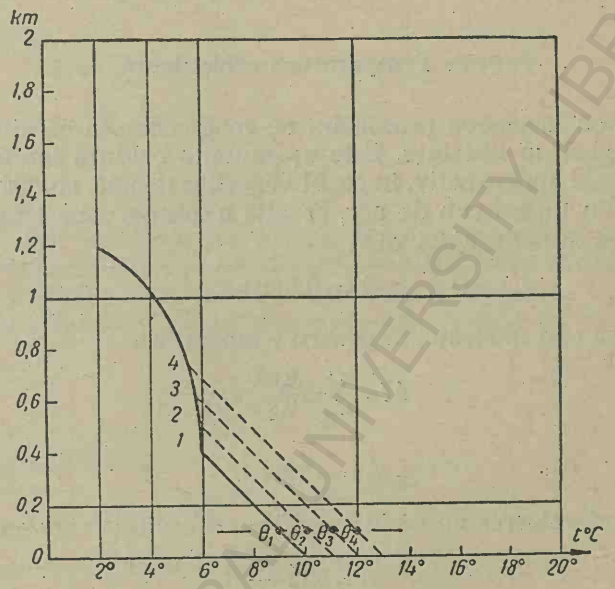


Fig. 67. Temperatura potențială în cazul aerului nesaturat și saturat cu vapori de apă.

Astfel în transformările adiabatice, $\frac{d\theta}{\theta} = 0$, $d\theta = 0$ și deci $\theta =$ constant.

Această soluție confirmă că în transformările adiabatice, temperatura potențială rămîne constantă, în timp ce temperatura reală a aerului suferă variații mai mult sau mai puțin importante.

Această proprietate de conservativitate a temperaturii potențiale este folosită în analiza situațiilor aerologice pentru identificarea maselor de aer.

Dacă în masa de aer considerată are loc condensarea vaporilor de apă și mișcările ascendente continuă, atunci fenomenul evoluează după proprietățile adiabatei umede.

În acest caz adiabatele conduc la alte valori (fig. 67), pentru temperatura potențială : θ_1, θ_2, θ_3, mai mari decît valoarea inițială. De aici decurge o a doua proprietate a temperaturii potențiale. Într-o masă de aer umedă, saturată, în care s-a produs condensarea vaporilor de apă, temperatura potențială nu mai este o mărime constantă. Se vor obține întotdeauna valori mai mari pentru temperatura potențială.

§ 3. Temperatura echivalentă

O dată cu începerea procesului de condensare, o cantitate de căldură este pusă în libertate. Este așa-numita căldură latentă de condensare, egală aproximativ, în cazul vaporilor de apă, cu 600 cal/g · grd. Dacă într-un metru cub de aer, se află a grame vapori de apă, cantitatea de căldură degajată va fi

$$Q = 0{,}600\, s. \tag{VII.20}$$

iar creșterea corespunzătoare pentru temperatură

$$\Delta t = \frac{Q}{C_p} = \frac{0{,}600}{0{,}232} s,$$

adică

$$\Delta t = 2{,}52\, s. \tag{VII.21}$$

Înlocuind valoarea umezelii specifice prin relația cunoscută

$$s = 622 \cdot \frac{e}{p}$$

se obține

$$\Delta t = \frac{2{,}52 \cdot 622 \cdot e}{p} = 1\,570 \frac{e}{p} \cdot \tag{VII.22}$$

Ținînd seama de relațiile (VII.20) și (VII.21) se află cantitatea de căldură degajată în timpul producerii condensării, căldura care contribuie la creșterea temperaturii mediului înconjurător.

S-a convenit să se numească temperatură echivalentă, temperatura pe care o ia o masă de aer în care întreaga cantitate de vapori de apă s-a condensat, presiunea atmosferică menținîndu-se constantă.

Temperatura echivalentă va fi deci

$$\theta_e = T + \Delta t$$

adică

$$\theta_e = T + 2{,}52\, s$$

sau

$$\theta = T + 1\,570 \cdot \frac{e}{p}. \qquad \text{(VII.23)}$$

Cu ajutorul temperaturii echivalente se poate ajunge la o altă mărime care caracterizează și mai complet însușirile unei mase de aer.

§ 4. Temperatura echivalent-potențială

Prin temperatură echivalent-potențială se înțelege temperatura pe care o ia o masă de aer, după ce întreaga cantitate de vapori de apă pe care îi conține s-a condensat și după ce a fost adusă (coborîtă) în mod adiabatic de la înălțimea inițială pînă la nivelul presiunii atmosferice standard de 1 000 mb. Altfel spus, temperatura echivalent potențială reprezintă temperatura echivalentă a masei de aer comprimată adiabatic pînă la nivelul presiunii de 1 000 mbar. La expresia temperaturii echivalent potențială se ajunge plecînd tot de la relația lui Poisson

$$\frac{\theta_{ep}}{T_e} = \left[\frac{1\,000}{P_0}\right]^{0,2884} \qquad \text{(VII.24)}$$

din care se poate deduce

$$\theta_{ep} = T_e \left[\frac{1\,000}{P_0}\right]^{0,2884}. \qquad \text{(VII.25)}$$

Înlocuind valoarea temperaturii echivalente

$$\theta_{ep} = (T + \Delta t) \cdot \left[\frac{1\,000}{P_0}\right]^{0,2884}$$

de unde

$$\theta_{ep} = T\left[\frac{1\,000}{P_0}\right]^{0,2884} + \Delta t \left[\frac{1\,000}{P_0}\right]^{0,2884}, \qquad \text{(VII.26)}$$

§ 5. Transformări pseudoadiabatice

Dacă într-o masă de aer nesaturat au loc procese adiabatice, între temperatura inițială și temperatura corespunzătoare presiunii standard de 1 000 mb, atît în cazul mișcărilor ascendente cît și descendente, la un același nivel, se vor regăsi aceleași valori ale temperaturii. Acest fapt înseamnă că masa de aer trece de fiecare dată prin aceeași stare intermediară. Se înțelege că transformarea este reversibilă. Același lucru se petrece și în cazul, cînd într-o anumuită regiune a atmosferei

are loc fenomenul condensării, cu condiția însă ca, produsele condensării să nu părăsească regiunea în care s-au format.

În realitate însă, de cele mai multe ori, produsele condensării vaporilor de apă, părăsesc locul de formare, ajungînd la suprafața Pămîntului, sub formă de ploaie, ninsoare etc.

În acest caz, procesul devine ireversibil, aerul primind o cantitate de căldură (energie termică) în plus, pe seama căldurii latente degajate.

Dacă se continuă ascensiunea pînă ce întreaga cantitate de vapori de apă s-a condensat și apoi se aduce adiabatic masa de aer respectivă pînă la nivelul suprafeței 1 000 mb, temperatura pe care o capătă la sfîrșitul aceste transformări se numește temperatură pseudopotențială.

Transformarea ireversibilă, care a avut loc cu această ocazie, se numește transformare pseudoadiabatică. Asemenea transformări au loc oridecîteori o masă de aer umed saturat întîlnește un obstacol, deal, munte etc. Sub acțiunea curentului care o poartă masa de aer, continuîndu-și ascensiunea va lăsa pe versantul expus curentului o cantitate însemnată de precipitații. Ajunsă pe creastă, masa de aer trebuie să coboare sub adiabata uscată.

Temperatura pseudopotențială nu diferă ca proces fizic de temperatura echivalent potențială, decît ca ordin de mărime. Temperatura pseudopotențială va fi întotdeauna ceva mai mare decît temperatura echivalent potențială.

Dintre toate mărimile descrise pînă acum, cea mai reprezentativă pentru fixarea caracteristicilor unei mase de aer este temperatura echivalent potențială. Cu ajutorul acestei mărimi este posibil de a aprecia întreaga rezervă de energie termică de care dispune masa de aer în cursul transformărilor adiabatice.

§ 6. Condiții de stabilitate în atmosferă

Repartiția temperaturii aerului cu înălțimea o putem reprezenta grafic cu ajutorul diagramelor aerologice, pe care se trec datele obținute în urma efectuării radiosondajelor. Înscriind în abscisă valorile temperaturii și în ordonată înălțimile corespunzătoare acestora se obține așa-numita curbă de stratificare.

Lucrînd în aceste condiții se poate considera că atmosfera este în repaus, iar termometrul bimetalic al radiosondei nu dă valoarea temperaturii aerului de la un strat la altul. Gradientul termic, care după cum se știe reprezintă variația temperaturii aerului cu înăl-

ţimea pentru fiecare 100 m, îl vom nota potrivit uzuanţelor internaţionale cu litera grecească β (beta).

Să considerăm că o cantitate oarecare de aer (particulă de aer) primeşte un impuls exterior. În urma încetării acestei acţiuni se pot întîmpla următoarele :

— particulele de aer să-şi continuie deplasarea ;

— particulele de aer să revină la poziţia iniţială ;

— particula de aer să rămînă la poziţia (înălţimea) unde s-a deplasat sub acţiunea impulsului iniţial.

Aceste trei împrejurări, create în urma impulsului venit din afară, îşi găsesc explicaţia numai dacă se ţine seama de repartiţia verticală a temperaturii aerului, atît a atmosferei înconjurătoare, cît şi a particulei de aer care a primit impulsul.

Pentru atmosfera înconjurătoare, distribuţia verticală a temperaturii este dată de gradientul termic β, iar pentru particula de aer supusă impulsului, de către gradientul termic γ. Pentru primul caz, ascensiunea particulei de aer este posibilă numai dacă

$$\beta > \gamma. \qquad \text{(VII.27)}$$

În această împrejurare se zice că atmosfera se află în *stare de instabilitate* (atmosferă instabilă).

Aşadar, masa de aer care a primit impulsul şi îşi continuă ascensiunea, dispune în orice punct al ei de o energie mai mare, decît a mediului înconjurător.

Cea de-a doua situaţie se realizează cînd

$$\beta < \gamma \qquad \text{(VII.28)}$$

adică atunci cînd atmosfera înconjurătoare, considerată în repaus dispune de o energie termică mai mare, decît a masei de aer care a primit impulsul. Ne găsim în împrejurarea cînd putem spune că *atmosfera se află în stare de stabilitate* (atmosferă stabilă).

În cel de al treilea caz, adică atunci cînd particula de aer rămîne la înălţimea unde a ajuns după încetarea impulsului exterior este uşor de înţeles că între repartiţia verticală a temperaturii celor două medii : atmosfera în repaus (mediul exterior) şi porţiunea de aer aflată în mişcare ascendentă nu există nici o diferenţă. Ca atare, se poate spune că

$$\beta = \gamma, \qquad \text{(VII.29)}$$

iar atmosfera înconjurătoare se zice că se află în stare de echilibru indiferent.

Toate consideraţiile făcute pînă acum în legătură cu condiţiile de stabilitate ale atmosferei s-au bazat pe presupunerea că fenomenele

respective au avut loc într-o masă de aer în ascensiune şi să nu s-a produs condensarea vaporilor de apă.

Dacă masa de aer, care intră în ascensiune este iniţial saturată cu vapori de apă, atunci în urma producerii condensării, variaţia temperaturii cu înălţimea va fi diferită de cazurile precedente. Gradientul termic pentru această situaţie denumit gradient termic adiabatic umed, ne va caracteriza noile condiţii de stabilitate verticală ale atmosferei.

Astfel se poate spune că atmosfera se va afla în echilibru umed instabil, cînd

$$\gamma > \beta > \gamma' \qquad \text{(VII.30)}$$

Din graficul reprodus în fig. 68, rezultă următoarele :

— atmosfera va fi considerată în stare stabilă cînd curba *OC* se află la dreapta adiabatei umede *(PC-D)*;

— atmosfera va fi instabilă cînd curba stratificării *OB* se află la stînga curbei stării *OPCD*. Prin curba stării se înţelege curba care

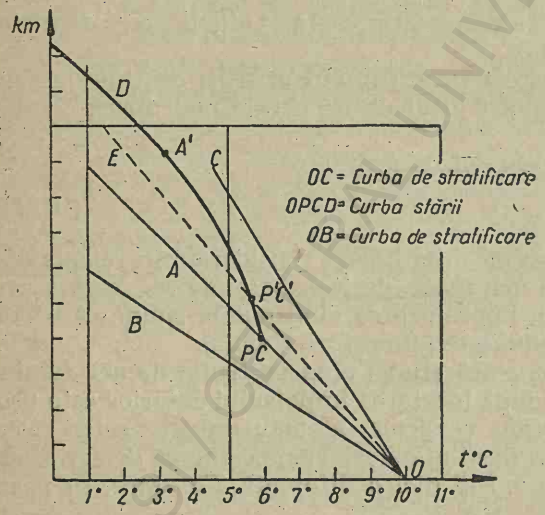


Fig. 68. Condiţiile de stabilitate în atmosferă.

redă variaţia temperaturii în masa de aer (porţiunea considerată) aflată în ascensiune adiabatică, atît înainte de condensare, cît şi după condensarea vaporilor de apă ;

— atmosfera va fi în stare de echilibru indiferent, cînd curba de stratificare *OA* se confundă cu curba stării (OPCA').

Din datele radiosondajelor, trecute pe diagramele aerologice mai poate fi scos în evidență și următorul caz :

— curba de stratificare OP'C'E este mai abruptă decît adiabata uscată *OPC* și mai lină decît adiabata umedă *PCD*, începînd din punctul P'C'.

În acest caz se spune că atmosfera este stabilă în raport cu aerul uscat și instabilă în regiunea ascensiunii aerului umed. Condițiile de stabilitate ale atmosferei mai pot fi apreciate și cu ajutorul temperaturii potențiale *(0)*, astfel :

— atmosfera este considerată stabilă, cînd temperatura potențială crește cu înălțimea ;

— atmosfera este instabilă cînd temperatura potențială scade cu înălțimea.

— atmosfera este în stare de echilibru indiferent cînd temperatura potențială rămîne constantă.

Aceste trei cazuri de folosire a temperaturii potențiale se deduc ușor, din analiza celor trei curbe din fig. 68 și ținem seama de definiția adiabatei uscate și a temperaturii potențiale.

§ 7. Stabilitatea atmosferei și mișcările convective

În straturile inferioare ale atmosferei, datorită încălzirii sau răcirii suprafeței terestre, se produc modificări continue în repartiția densității aerului. Astfel, apar în permanență mișcări verticale de intensități și extensiuni diferite. Sînt așa-numiții curenți aerieni ascendenți și descendenți.

Mișcarea verticală, produsă în urma încălzirii neuniforme a scoarței terestre sub influența radiației solare se numește mișcare de convecție.

În cele ce urmează sînt analizate împrejurările în care se pot forma astfel de mișcări, ce pot fi considerate ca reflectînd condițiile de stabilitate sau de instabilitate într-o anumită porțiune a atmosferei inferioare (troposfera). Pentru înțelegerea mecanismului producerii mișcărilor convective de origine termică se pleacă de la principiul lui Arhimede aplicat la gaze.

Se consideră că un volum oarecare de aer se află la o temperatură T_1 și are densitatea ρ_1. În jurul acestui volum de aer mediul înconjurător se găsește la temperatura T_2 și densitatea ρ_2. Potrivit principiului lui Arhimede asupra volumului considerat de aer vor acționa două forțe

$$f_1 = m_1 g = V \rho_1 g , \qquad \text{(VII.31)}$$

care datorită greutății proprii și

$$f_2 = m_2 g = V\rho_2 g,$$

apare ca rezultat al acțiunii mediului înconjurător.

În fig. 69 se află reproduse schematic elementele considerate pînă acum.

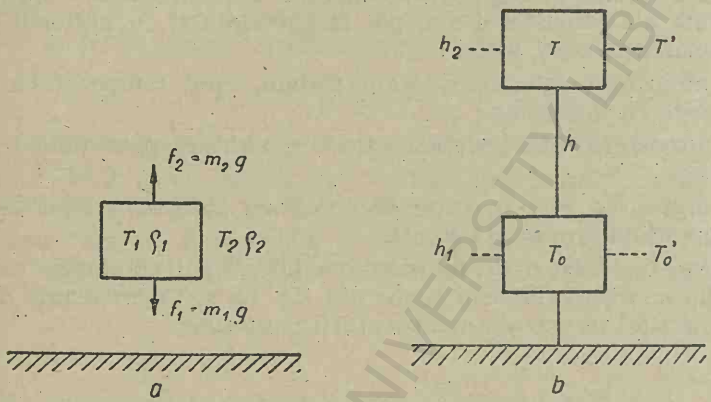


Fig. 69. *a* — Condițiile formării mișcărilor convective ; *b* — condițiile stabilității verticale în atmosferă.

Rezultanta celor două forțe va face ca volumul de aer considerat să urce sau să coboare

$$f = f_2 - f_1 = Vg(\rho_2 - \rho_1). \qquad \text{(VII.32)}$$

Se știe însă că

$$f = ma$$

adică accelerația masei de aer considerată va fi

$$a = \frac{f}{m}.$$

Înlocuind valoarea lui f din (VII. 32) se obține

$$a = \frac{Vg(\rho_2 - \rho_1)}{V\rho_1} = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_1} g. \qquad \text{(VII.33)}$$

Din ecuația fundamentală a gazelor

$$\frac{\rho_2}{\rho_1} = \frac{T_1}{T_2}.$$

Această relație se poate pune și sub forma

$$\frac{\rho_2-\rho_1}{\rho_1}=\frac{T_1-T_2}{T_1}.$$

Procedînd la înlocuirile respective în ecuația (VII. 33) se obține

$$a=\frac{T_1-T_2}{T_1}\cdot g. \qquad \text{(VII.34)}$$

Accelerația mișcării verticale va fi pozitivă cînd $T_1>T_2$ adică, atunci cînd volumul de aer considerat se află la o temperatură mai ridicată a mediului înconjurător.

În acest caz aerul se va afla în mișcare ascendentă.

Dacă însă $T_1<T_2$ atunci vor avea loc mișcări descendente, accelerația mișcării fiind negativă.

În cazul cînd $T_1=T_2$ se înțelege ușor, față de cele considerate pînă acum, că volumul de aer considerat va rămîne în repaus.

Dependența convecției de stratificarea termică a atmosferei mai poate fi demonstrată și în modul următor : se consideră că un volum oarecare de aer cu temperatura T_0 este izolat de aerul înconjurător, a cărui temperatură se notează cu T'_0. Inițial, aceste două temperaturi se consideră egale. Sub acțiunea unui impuls oarecare, volumul de aer se deplasează, de la nivelul inițial la o înălțime oarecare h, unde, conform celor stabilite mai înainte, temperatura lui va fi

$$T=T_0-\gamma h. \qquad \text{(VII.35)}$$

Mediul înconjurător la înălțimea h va avea o altă temperatură, care poate fi găsită cu ajutorul relației care dă variația temperaturii aerului cu înălțimea în atmosfera în repaus

$$T'=T_0-\beta h.$$

Accelerația mișcării de convecție se află cu ajutorul relației (VII 34) astfel că se poate scrie

$$a=\frac{(T_0-\gamma h)-(T'_0-\beta h)}{T_0}\cdot g. \qquad \text{(VII.36)}$$

Față de presupunerea făcută că T_0 este la început egal cu T'_0 se poate scrie

$$a=\frac{(\beta-\gamma)\,h}{T_0}\cdot g. \qquad \text{(VII.37)}$$

Din această relație, rezultă următoarele concluzii :

— în cazul cînd $\beta=\gamma$ nu vor exista condiții de dezvoltare a mișcărilor verticale. Atmosfera se va afla în aceste condiții în echilibru indiferent ;

— dacă $\beta > \gamma$, accelerația mișcării convective va fi pozitivă. Masa de aer va intra în mișcare verticală ascendentă. Atmosfera va prezenta o stratificare instabilă ;

— pentru cazul cînd $\beta < \gamma$, vor fi realizate condițiile mișcărilor verticale descendente. Stratificarea aerului va fi ca atare stabilă.

Datele obținute în urma sondării atmosferei, se trece în mod curent pe diagramele aerologice. Printre altele, avem posibilitatea să cunoaștem cu ajutorul lor distribuția temperaturii aerului cu înălțimea în atmosfera considerată în repaus, adică să obținem așa-numita curbă a stratificării, cu toate particularitățile ei zonale cu izotermii și inversiuni.

Tot cu ajutorul datelor înscrise pe aceste diagrame, se mai poate afla variația cu înălțimea a elementelor care caracterizează masa de aer în ascensiune : gradientul termic adiabatic umed și uscat, punctul de condensare, temperatura potențială, aria de instabilitate etc.

CAPITOLUL VIII

CONDENSAREA VAPORILOR DE APĂ

§ 1. Generalități

Prin condensarea vaporilor de apă se înțelege trecerea acestora din starea gazoasă în stare lichidă. Dacă trecerea se face din starea gazoasă direct în starea solidă, fenomenul poartă denumirea de sublimare.

Termenul de sublimare este de altfel impropriu folosit pentru trecerea unui gaz direct în stare solidă. Inițial acest termen a fost atribuit fenomenului de trecerea unui corp solid direct în stare de vapori (de exemplu, sublimarea iodului).

În urma condensării și sublimării vaporilor de apă, în atmosferă se formează toată diversitatea formelor de nori, a ceților și a precipitațiilor. Vaporii de apă aflați în atmosferă se pot transforma în picături lichide sau solide, precum și în fulgi de zăpadă numai atunci cînd, la nivelul la care se produce fenomenul condensării, a fost atinsă starea de saturație sau suprasaturație. În general, realizarea acestor condiții este îndeplinită în urma unei scăderi suficiente a temperaturii aerului.

Trecerea vaporilor de apă în stare lichidă sau solidă are loc atunci cînd ei se găsesc în contact direct cu suprafaţa apei sau a gheţii sau chiar cu alte corpuri ale căror suprafeţe se află la temperaturi inferioare punctului de rouă. Pentru aceasta este necesar să fie asigurată condiţia :

$$e \geqslant E, \qquad \text{(VIII. 1)}$$

e şi E avînd semnificaţiile cunoscute.

Procesul condensării vaporilor de apă în atmosferă, are loc în mod obişnuit atunci cînd în atmosfera liberă se produce scăderea mai îndelungată a temperaturii. De îndată ce a fost atinsă starea de saturaţie, orice scădere de temperatură ori cît de neînsemnată, va face ca surplusul de vapori de apă să treacă în stare lichidă sau solidă, după cum temperatura va fi pozitivă sau negativă.

Experienţele de laborator, făcute în legătură cu aceste procese, au arătat că ele pot fi realizate în anumite împrejurări, chiar înainte ca mediul respectiv să devină saturat. Tot experimental s-a dovedit că într-un aer complet lipsit de impurităţi, condensarea sau sublimarea nu poate avea loc, decît dacă va fi depăşită de 5—7 ori tensiunea de saturare. În continuare s-a mai stabilit că, în aceste împrejurări, produsele condensării sau sublimării nu se vor menţine, decît dacă tensiunea de saturare va fi depăşită de 5—7 ori.

Dacă în aer există particule care poartă sarcini electrice, fenomenul este influenţat astfel : începe la o suprasaturaţie de 4 ori mai mare în cazul ionilor negativi şi de 6 ori mai mare în prezenţa celor pozitivi.

Din cele arătate rezultă că în cazul aerului complet pur, primele picături şi cele mai fine, neavînd pe ce să se depună se vor apropia unele de altele, încît par că se sudează. Aceste prime picături se mai numesc şi *picături germeni*. Diametrul lor nu diferă prea mult de al moleculelor însăşi.

În mod obişnuit în atmosferă plutesc particule materiale de origini diferite, dintre care unele cu însuşiri higroscopice, care înlesnesc considerabil fenomenul condensării, în jurul lor depunîndu-se produsele de condensare.

Se menţionează că cele mai importante procese atmosferice, în urma cărora este asigurată scăderea temperaturii, necesară condensării vaporilor de apă, se produc în urma răcirii aerului prin radiaţie, în urma schimbului de căldură turbulent sau moleculelor cu masele de aer învecinate şi cu suprafaţa terestră sau în deosebi în urma dilatării adiabatice a maselor de aer aflate în deplasare verticală.

§ 2. Nuclee de condensare

În paragraful precedent s-a arătat că în afară de scăderea temperaturii aerului, un rol covîrşitor în producerea condensării vaporilor de apă îl are prezenţa unor particule de ordin de mărime microscopic. Pentru importanţa lor, aceste particule au fost denumite nuclee sau centri de condensare.

Pe baza observaţiilor făcute în camera Wilson, cît şi a calculelor teoretice, s-a ajuns la concluzia că apariţia aşa-numitelor *picături germen* are loc şi în lipsa nucleelor de condensare şi este condiţionată de fluctuaţiile densităţii vaporilor de apă. În anumite împrejurări se formează complexe moleculare, care devenite stabile şi pot constitui nuclee pentru picăturile de apă.

În aerul umed, existenţa complexelor moleculare cu sarcină electrică, înlesnesc întrucîtva formarea picăturilor germeni.

În condiţiile reale din atmosfera liberă, rareori se pot realiza stările de suprasaturaţie constatate experimental, aşa că rolul nucleelor de condensare este evident. Acest aspect a fost arătat încă din anul 1893 de către Aikten, inventatorul contorului nucleelor de condensare. El a afirmat că, dacă în aer nu ar exista nuclee de condensare „nu s-ar putea forma nici pîclă, nici nori şi probabil nici ploaie".

Nucleele de condensare, particule extrem de mici, ajung în atmosferă în special de pe suprafaţa terestră, prin acţiuni vulcanice, mineralogice, chimice etc. În probele luate deasupra uscatului, s-a găsit că numărul nucleelor de condensare oscilează între 10^4—10^6 la cm^3 de aer, iar deasupra norilor numărul acestora scade simţitor, ajungînd să fie cuprins între 400—1 000 particule într-un cm^3 de aer.

Cel mai mic număr de particule ($2/cm^3$) a fost găsit în aerul de deasupra mărilor polare.

Prezenţa în aer a nucleelor de condensare este legată de diferitele procese care au loc la suprafaţa Pămîntului (arderi, dezagregările scoarţei terestre). Pe mări aerul poate antrena, în urma evaporării picăturilor fine de apă pulverizate în timpul furtunilor, cristalele sau particulele fine ale diferitelor substanţe dizolvate.

În apropierea suprafeţei terestre, în oraşe, numărul nucleelor de condensare variază între 1 500—1 800 particule la cm^3 de aer, la sate şi pe cîmpii între 10 000—13 000 ; iar pe oceane, în mijlociu 1 000 de particule la cm^3 de aer. Cercetările au arătat că deasupra continentelor, majoritatea nucleelor nu sînt active în procesul condensării.

În cele ce urmează sînt date cîteva rezultate în legătură cu repartiţia mijlocie a numărului nucleelor de condensare cu înălţimea.

Înălțimea m	Nr. mediu la cm^3 de aer	Înălțimea m	Nr. mediu la cm aer
0	13 400	1 500—2 000	1 440
100—500	8 800	2 000—2 500	1 170
500—1 000	3 250	2 500—3 000	640
1 000—1 500	2 540	3 000—4 000	340

Aceste rezultate au fost obținute, de către cercetătorul sovietic I. I. Gaivoronschi, în urma determinărilor făcute cu ajutorul aerostatelor.

În afară de cele arătate pînă acum, s-a mai constatat că densitatea nucleelor de condensare prezintă un mers diurn: valoarea maximă este atinsă dimineața, înainte de răsăritul Soarelui, și minimă în cursul după amiezii. De asemenea, în atmosferă liberă au fost identificate nuclee de condensare a căror origine nu este legată de natura suprafeței terestre.

Prezența acestora a fost pusă pe seama manifestațiilor electrice, a acțiunii radiațiilor ultraviolete etc. Este vorba de nucleele cu baza de azot: anhidrida azotică, azotatul de amoniu etc. Ele au o mare acțiune higroscopică, ca și cele provenite în urma arderii sulfului (anhidrida sulfurică).

Determinările făcute în țara noastră de către cercetătorii Observatorului de Fizica Atmosferei de la Afumați (din apropierea orașului București) sînt în concordanță cu datele citate mai înainte, numărul particulelor la cm^3 aer variind între 1 000 și 14 000 în afara orașelor și centrelor industriale.

În ceea ce privește diametrele nucleelor de condensare s-a găsit că ele sînt cuprinse între $5 \cdot 10^{-7}$ cm și $5 \cdot 10^{-5}$ cm. Nucleele de condensare ale căror raze sînt mai mici de 10^{-6} cm au fost identificate ca particule dizolvate, înglobate în apă. Cum forța elastică a vaporilor la saturație este mai mică deasupra soluțiilor, înseamnă că fenomenul condensării poate fi realizat în această situație, înainte de a se fi atinsă starea de saturație.

În ce privește sublimarea vaporilor de apă, s-a găsit că particulele care înlesnesc acest proces— nucleele de sublimare — sînt alcătuite din ace fine de gheață cristalizate. Mai mult, s-a dovedit că pot juca rolul acelor fine de gheață, ca nuclee de sublimare, și alte substanțe dacă îndeplinesc condiția de a cristaliza în același sistem cu apa (izomorfe) cum ar fi de exemplu particulele de cuarț. În jurul acestor substanțe, sublimarea începe înainte ca aerul să devină saturat.

În tabelul 23 este arătată influența cristalelor aciculare de gheață asupra fenomenului de sublimare, aceasta putîndu-se produce în aceleași condiții de temperatură, pentru valori mai mici ale umezelii relative datorată prezenței acestor cristale.

Din această tabelă rezultă că la temperatura aerului egală cu 0 °C sublimarea va începe atît în cazul apei cît și al gheței, pentru o umezeală relativă de 100%. La temperatura de —20 °C, umezeala relativă în momentul începerii condensării pe picăturile de apă este de 120% și numai de 82% în cazul cristalelor de gheață.

Cercetările în domeniul nucleelor de sublimare și de condensare nu sînt însă definitiv puse la punct. Aceasta se explică prin faptul că dimensiunile lor sînt atît de mici, încît depășesc cu mult posibilitățile microscoapelor obișnuite. Identificarea, numărul și masa nucleelor se face după numărul picăturilor care se formează pe ele în timpul destinderii adiabatice. După S. M. Smeter fiecare picătură din nor (cu raza de 5—20μ) conține în medie $2{,}4 \cdot 10^{-15}$ g clorură de sodiu.

Date mai complete, asupra acestei probleme, au putut fi obținute abia în ultimii ani cu ajutorul microscopului electric. Savantul japonez Kumai, a arătat că frecvența maximă a nucleelor de condensare se observă în cazul unei raze de aproximativ 0,05—0,07μ.

§ 3. Producerea fenomenului de condensare

Momentul începerii condensării vaporilor de apă corespunde, de obicei, cu atingerea stării de suprasaturație.

De la o anumită temperatură negativă, picătura de apă din jurul nucleului, îngheață. Pe această picătură înghețată, poate avea loc în continuare sublimarea. Înghețarea picăturilor de apă depinde de diametrul lor precum și de natura lor fizico-chimică.

S-a observat că picăturile de apă cu diametrul mic, îngheață întotdeauna la temperaturi mai joase decît cele cu diametrul mai mare. În mod obișnuit, se consideră că temperatura de înghețare a picăturilor de apă este egală cu temperatura la care se află nucleele de gheață.

Se poate vorbi de o temperatură care delimitează totuși fenomenul condensării de cel al sublimării vaporilor de apă. Sub această temperatură cristalele de gheață se formează direct din vaporii de apă.

Temperatura respectivă oscilează între anumite limite, cuprinse de obicei între —6° și —12 °C.

Așa cum s-a arătat sumar în paragraful precedent, după modul de răcire al aerului, condensarea vaporilor de apă poate avea loc în următoarele împrejurări :

BCU Iași

Tabelul 23

Valorile umezelei relative în funcție de temperatura termometrului uscat (t °C) a diferenței psihrometrice ($t-t_1$)

−10	−9	−8	−7	−6	−5	−4	−3	−2	−1	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	t °C
84	85	87	87	88	88	89	89	90	91	91	91	92	92	92	93	93	93	94	94	94	94	94	95	95	95	95	95	95	95	96	96	96	96	96	96	96	96	96	96	96	96	96	96	97	97	97	97	97	97		0.5
69	71	73	74	76	77	78	79	80	81	82	83	84	84	85	86	86	87	87	88	88	88	89	89	90	90	90	90	91	91	91	91	92	92	92	92	92	92	93	93	93	93	93	93	93	94	94	94	94	94		1.0
54	56	59	62	64	66	67	69	70	72	73	75	76	77	78	79	79	80	81	82	82	83	83	84	84	85	85	86	86	86	87	87	88	88	88	88	88	89	89	89	89	89	90	90	90	90	91	91	91	91		1.5
	42	46	49	52	54	57	59	61	63	65	66	68	69	70	72	73	74	75	76	76	77	78	79	79	80	81	81	82	82	83	83	84	84	84	84	85	85	85	86	86	86	86	87	87	87	87	87	88	88	88	2.0
		32	36	40	43	46	49	52	54	56	58	60	62	63	65	66	67	69	70	71	72	73	74	74	75	76	77	77	78	78	79	79	80	80	80	80	81	81	81	82	82	83	83	83	83	84	84	84	84	85	85	2.5
			24	29	32	36	39	42	45	48	50	52	54	56	58	60	61	63	64	65	66	68	69	70	71	71	72	73	74	74	75	76	76	77	77	78	78	78	79	79	80	80	80	80	81	81	81	82	82	83		3.0
				16	21	26	29	33	36	39	42	45	47	49	51	53	55	57	58	60	61	62	63	64	65	66	66	67	68	69	70	71	71	72	72	73	74	74	75	75	76	76	77	77	77	77	78	78	78	79	79	80	3.5
					10	15	20	24	27	31	34	37	40	42	45	47	49	51	53	54	56	57	59	60	61	63	64	65	66	66	67	68	69	70	70	71	71	72	72	73	73	74	74	75	75	75	76	76	76	77		4.0
						5	10	14	18	22	26	29	32	35	38	41	43	45	47	49	51	53	54	56	57	58	59	61	62	63	64	64	65	66	67	67	68	68	69	70	70	71	71	72	72	73	73	73	74	74	4.5
							1	8	10	14	18	22	26	29	32	35	37	40	42	44	46	48	49	51	52	54	55	56	58	59	60	61	62	63	63	64	65	65	66	67	67	68	69	69	70	70	71	71	72		5,0
									2	6	10	14	18	22	26	29	31	34	36	39	41	43	45	46	48	50	51	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	62	63	64	64	65	66	67	67	68	68	69	69		5,5
										4	8	12	16	19	23	26	29	31	34	36	38	40	42	44	46	47	49	50	51	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	62	63	64	64	65	65	66	66	67		6,0
											1	5	9	13	17	20	23	26	29	31	33	36	37	39	41	43	44	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	58	59	59	60	60	61	62		6.5
													1	7	11	14	18	21	24	26	29	31	33	36	37	39	41	43	44	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	56	57	58	58	59	60		7,0
															5	9	12	16	19	22	24	27	29	32	34	36	37	39	41	42	44	45	46	47	48	50	50	51	52	53	54	55	55	56	57	57	58		7,5
																4	7	11	14	17	20	23	25	27	30	32	34	36	37	39	40	42	43	44	46	47	48	49	50	50	51	52	53	54	55	55	56	57		8,0
																	1	6	10	13	16	18	21	23	26	28	30	32	34	36	37	39	40	41	43	44	45	46	47	48	49	50	51	51	52	53	54		8,5
																		4	8	11	14	17	20	22	24	27	29	30	32	34	36	37	38	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	51	52	53		9,0
																			4	7	10	13	16	18	21	23	25	27	29	31	33	34	36	37	38	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51		9,5
																				3	6	9	12	15	17	20	22	24	26	28	30	31	33	34	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49		10,0
																					2	5	8	11	14	16	19	21	23	25	27	28	30	32	33	34	35	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	46		10,5
																					2	5	8	10	13	15	18	20	22	24	26	27	29	30	32	33	34	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45		11,0
																						1	4	7	10	12	15	17	19	21	23	25	26	28	29	31	32	33	34	36	37	38	39	40	41	42	42		11,5
																							1	4	7	9	12	14	16	18	20	22	24	25	27	28	30	31	32	33	34	36	37	38	39	40	40		12,0
																									4	7	9	12	14	16	18	19	21	23	25	26	27	29	30	31	32	33	34	35	37	38	38		12,5
																										3	6	8	11	13	15	17	19	21	22	24	25	26	27	28	29	30	31	32	34	35	36	37		13,0
																											4	6	8	10	12	14	16	18	20	21	23	24	26	27	28	29	30	32	33	34	34		13,5
																												3	5	8	10	12	14	16	18	19	21	22	24	25	26	27	29	30	31	32	33		14,0
																													3	5	7	10	12	14	15	17	19	20	22	23	24	26	27	28	29	30	31		14,5
																														3	5	7	9	11	13	15	17	18	20	21	22	24	25	26	27	28	29		15,0
																															3	5	7	9	11	13	15	16	18	19	21	22	23	24	25	26	28		15,5
																																3	5	7	9	11	13	14	16	17	19	20	21	22	24	25	26		16,0
																																	3	5	7	9	11	12	14	15	17	18	20	21	22	23	24		16,5
																																		3	5	7	9	10	12	14	15	16	18	19	20	21	23		17,0
																																			3	5	7	8	10	12	13	15	16	17	19	20	21		17,5
																																				3	5	7	8	10	12	13	14	16	17	18	20		18,0

— prin răcirea directă ;

— prin amestecul a două mase de aer cu proprietăți fizice deosebite ;

— prin detentă.

Răcirea directă a aerului se realizează prin fenomenul radiației. În nopțile senine, cînd mișcările aerului sînt cu totul neînsemnate, straturile de aer din imediata vecinătate a suprafeței terestre se răcesc apreciabil. În aceste condiții, se atinge și se depășește starea de saturație. Apar produse ale condensării vaporilor de apă, însă fără importanță din punct de vedere cantitativ. Răcirea directă a aerului se mai poate realiza și prin deplasarea lui dintr-o regiune mai caldă în alta mai rece. Pe această cale pot apare cantități de produse de condensare.

Răcirea prin amestec poate duce la condensarea vaporilor de apă, numai atunci cînd între volumele de aer respective există diferențe însemnate de temperatură, iar din punct de vedere al conținutului în vapori de apă să fie aproape de starea de saturație.

În acest sens, să presupunem că vin în contact și se amestecă două volume de aer cu temperaturi inițiale de 12 °C și respectiv 20 °C. În aceste volume de aer se află la fiecare m^3, în primul caz 10,7 g vapori de apă, iar în al doilea 17,3 g. După amestecarea lor, temperatura aerului va fi de 16 °C, iar conținutul mijlociu al vaporilor de apă de 14,0 g/m^3 aer. Cum la temperatura de 16 °C, nu poate fi menținută în stare de vapori de apă, decît o cantitate de 13,6 g/m^3 de aer, înseamnă că 0,4 g/m^3 vapori de apă se vor afla în excedent, deci vor putea să condenseze.

Din aceste considerații rezultă că în urma răcirii aerului prin amestec nu se vor putea obține cantități însemnate de produse ale condensării. Pe de altă parte mai trebuie reținut că, în realitate cantitatea de apă condensată este întotdeauna mai mică, decît cantitatea rezultată din calcul. Temperatura mijlocie a amestecului este mai ridicată din cauză că, odată cu începerea condensării, în mediul respectiv se degajă căldura latentă de condensare.

În atmosfera liberă, fenomenul descris poate avea loc ori de cîte ori se amestecă straturi de aer cu temperaturi diferite și cu o umiditate apropiată de starea de saturație. Așa se explică apariția pe bolta cerului a unor nori izolați, fără forme bine conturate, care, dispar apoi ușor pentru ca să reapară în altă parte.

Condensarea prin detentă. În atmosferă se produc în mod continuu variații însemnate de presiune, mai intense în direcție verticală. Aceste variații sînt însoțite întotdeauna de modificări însemnate și în repartiția temperaturii aerului cu înălțimea.

Pentru fenomenul condensării vaporilor de apă, un rol deosebit de important îl au transformările adiabatice, care au loc în atmosferă.

Se știe că trecerea unui gaz de la o presiune ridicată la una mai joasă, implică trecerea de la un volum mic la unul mare. Acest fenomen se numește detentă și se face cu consum mare de energie, ceea ce determină scăderea temperaturii aerului.

În aerul umed nesaturat, pînă la condensare, temperatura scade cu 1°/100 m. După ce a fost atinsă starea de saturație, scăderea se face mai lent (0,650 °C/100 m).

Pentru formarea unei imagini cît mai complete asupra importanței pe care o prezintă scăderea temperaturii aerului prin detente, asupra condensării vaporilor de apă, se citează următorul exemplu: se consideră că într-un metru cub de aer se află, la temperatura de 16 °C, o cantitate de vapori de apă de 10,5 g. Deci, volumul respectiv de aer este nesaturat în vapori de apă pentru temperatura la care se află. Dacă printr-un mijloc oarecare, acest metru cub de aer este antrenat într-o mișcare ascendentă pînă la 2 500 m va căpăta o temperatură de aproximativ 0 °C, suferind în același timp și o variație de presiune corespunzătoare. În timpul ascensiunii, temperatura scăzînd continuu, volumul de aer considerat va deveni saturat încă de la temperatura de 12 °C.

La temperatura de 0 °C, aerul saturat nu poate menține apă în stare de vapori decît cel mult 4,58 g/m³ și în acest caz, diferența de aproximativ 6 grame vapori de apă la m³ se va condensa. Dacă se consideră o coloană de aer cu secțiune de 1 m² și în care viteza de ascensiune să fie de 1 m/s, se poate deduce că o cantitate enormă de apă se va condensa în urma acestui proces. Într-un minut ar rezulta 360 g sau ceea ce ar reveni aproximativ 21 kg apă condensată pe oră, iar într-o zi ar putea cădea pînă la 500 l/m² adică întreaga cantitate de apă care cade într-un an întreg la București.

§ 4. Condensarea vaporilor de apă pe suprafața Pămîntului

În cursul nopților senine sau cu nebulozitate redusă, apar, uneori chiar din primele ore ale serii, pe obiecte, iarbă etc. produse ale condensării vaporilor de apă; roua, bruma și unele produse extrem de fine, care doar umezesc suprafața solului și obiectele aflate pe el. Fenomenul se explică astfel: prin radiație, corpurile respective se răcesc iar la rîndul său și aerul, în contact cu ele se răcește treptat, pînă cînd temperatura ajunge corespunzătoare stării de saturație. Cînd temperatura stratului de aer din vecinătatea obiectelor considerate

este pozitivă, depunerile vor fi lichide (rouă), iar dacă temperatura va coborî sub 0 °C depunerile vor fi solide : bruma, poleiul, chiciura.

În cele ce urmează se vor analiza sumar, condițiile de formare a acestor produse de condensare.

Roua. După apusul Soarelui, așa cum am arătat mai înainte, cînd nebulozitatea este redusă, începe răcirea intensă a suprafeței terestre. Radiația și schimbul de căldură molecular și turbulent răcesc și aerul din imediata apropiere a suprafeței terestre și a obiectelor care se află pe ea. După atingerea stării de saturație, dacă scăderea temperaturii continuă, începe procesul condensării. Întîi apar picături fine, apoi prin contopire picăturile cresc pînă la mărimea celor ce pot fi observate cu ochiul liber.

În afară de realizarea condițiilor de răcire, se mai cere ca aerul să aibă o umiditate suficientă și să nu existe o stare prea mare de turbulență. Orice adiere depărtează aerul din jurul obiectelor care îi răcesc și ca atare starea lui de saturație nu poate fi realizată.

Obiectele pe care se formează rouă sînt caracterizate, atît prin căldură specifică mică cît și printr-o conductibilitate termică redusă.

În ultimii ani, roua a fost obiectul de cercetare al multor meteorologi. Unii (Nebolsin și alții) considerau că roua se formează numai din umiditatea stratului inferior de aer, cu grosimea de cîțiva metri. Cantitatea de rouă, provenită pe baza acestei ipoteze, nu poate să depășească 1—2 g/m^2.

Cercetările întreprinse de M. E. Berleand, au condus la concluzii că la procesul în care se produce roua participă un strat de aer mult mai gros, (cîteva sute de metri) și ca atare cantitatea de rouă va fi mult mai mare, fapt care este dealtfel deseori confirmat de realitate.

Bruma. Dacă răcirea suprafeței terestre și a diferitelor obiecte determină scăderea temperaturii sub 0 °C, atunci are loc sublimarea vaporilor de apă. Apar produse sub forma unor cristale fine de gheață. Cînd roua sau bruma sînt abundente, nu se mai formează ceață groasă (densă).

Depunerile lichide reprezintă de obicei o umezire destul de mare, care se observă pe pereții clădirilor, pietre, garduri, copaci, șosele etc. Fenomenul se produce atunci cînd, după o perioadă mai îndelungată de răcire, în regiunea respectivă pătrunde o masă de aer mai cald și mai umed. Efectul umezirii se observă mai intens pe partea obiectelor expuse vîntului.

Depunerile solide au loc în cazul în care o perioadă extrem de caldă a fost precedată de un ger puternic. În aceste condiții se depune o crustă solidă, care poate fi uneori cristalină, alteori granulară sau de gheață.

În literatura de specialitate depunerile lichide sau solide mai sînt cunoscute sub denumirea de precipitații oculte.

Chiciura sau promoroaca este o depunere solidă în formă de zăpadă, uneori cu structură cristalină. Apare de obicei pe ramurile copacilor, firelor conductorilor electrici și telegrafici etc. Chiciura se formează fie pe calea sublimării vaporilor de apă (chiciură cristalină), fie în urma înghețării picăturilor de ceață suprarăcite (chiciura granulară). Chiciura se scutură ușor. Se formează pe vreme liniștită în interiorul maselor de aer umede cu temperaturi sub 0 °C, și în care plutesc ace fine de gheață. Este necesar ca umiditatea relativă a aerului în raport cu aceste cristale de gheață să depășească 100%. În aceste condiții sublimarea vaporilor de apă decurge în mod intens în jurul particulelor germeni (acele de gheață) particule care formează ceața sau aerul cețos. Particulele germeni se depun pe suprafața corpurilor amintite, pe firele de păr ale oamenilor sau animalelor.

Aerul fiind suprasaturat în raport cu cristale de gheață și scurgîndu-se pe lîngă obiectele pe care acestea s-au depus, sînt îndeplinite toate condițiile de formare a chiciurei. Spre deosebire de brumă, chiciura se formează în orice moment al zilei independent de aspectul cerului. De multe ori în zilele cu chiciură, vremea este închisă, datorită persistenței unei pînze compacte de nori stratus, caracteristici inversiunilor termice ale situațiilor anticiclonice.

Poleiul reprezintă fenomenul de acoperire al obiectelor cu un strat dens de gheață, în urma căderii sau depunerii picăturilor de apă subrăcită (din burniță sau ploaie). Grosimea acestei depuneri este mai mare pe partea obiectelor expusă vîntului. Stratul de gheață depus poate să atingă grosimea de cîțiva cm și să producă pagube însemnate, atît în transporturi cît și în agricultură, pomicultură, industrie etc. În anumite împrejurări acest fenomen poate deveni o calamitate pentru unele sectoare ale economiei naționale a unui stat.

Poleiul se formează în anotimpul rece, cînd în regiunea respectivă, puternic răcită anterior, pătrund mase de aer umed și cu o temperatură cuprinsă între 0° și —5 °C. În aceste împrejurări picăturile de apă ale maselor noroase, se găsesc în mod obișnuit, în stare de suprafuziune, care se poate prelungi la temperaturi mult mai joase (—6°, —12 °C) și uneori chiar pînă la —18°, —20 °C.

Picăturile de ploaie în cădere, ajunse la suprafața Pămîntului, îngheață de îndată ce vin în contact cu aceasta, precum și cu obiectele pe care cad.

Procesul de depunere al acestor picături de apă pe avioanele care traversează norii poartă denumirea de *givraj*. Fenomenul este destul de periculos, deoarece crusta de gheață depusă modifică linia de plutire a avioanelor.

La suprafaţa Pămîntului poleiul se mai poate forma, cîteodată, prin îngheţarea picăturilor de apă cu temperaturi pozitive (1°, 2°). Venind în contact cu solul răcit puternic anterior, picăturile de ploaie îngheaţă, formînd un strat de gheaţă.

Acest gen de polei nu este atît de periculos, în cazul cînd ploaia continuă un timp mai îndelungat.

§ 5. Ceaţa şi pîcla

Gradul de transparenţă al aerului este deseori micşorat în straturile din imediata apropiere a suprafeţei terestre de prezenţa ceţei. Ceaţa este formată din picături de apă sau de cristale fine de gheaţă, care plutesc în aer şi care prin prezenţa lor reduc vizibilitatea în direcţie orizontală sub un km. În cazul cînd transparenţa aerului este redusă vizibilitatea fiind cuprinsă între 1 şi 10 km în direcţie orizontală, se spune că sistemul picăturilor fine de apă sau cristale de gheaţă alcătuieşte ceea ce în mod curent este denumită *pîcla*. Concomitent cu noţiunea de pîclă mai este folosită şi noţiunea de aer ceţos, în care caz vizibilitatea este redusă pînă în jurul distanţei de 10 km.

Diametrul picăturilor de ceaţă sau pîclă este de ordin microscopic. Astfel picăturile şi cristalele de gheaţă, din care este formată ceaţa, s-au găsit că au razele care variază între 1 μ (şi mai puţin chiar) şi pînă la 50—60 μ, la temperaturi pozitive. În cazul temperaturilor negative, raza acestor particule oscilează în jurul a 2—5 μ. Numărul acestor picături într-un cm^3 de aer variază după intensitatea ceţii : între 50—100 în cazul unei ceţi slabe şi între 500—600 particule la cm^3 în cazul unei ceţi dense.

În ceea ce priveşte starea de agregare a acestor particule, cercetările au arătat că în cazul ceţii ele se pot obţine în stare lichidă (suprafuziune) chiar pînă la temperatura de —18°, —20 °C. Uneori au fost găsite şi la —35 °C.

În cazul temperaturilor pozitive, umiditatea relativă a ceţii se apropie de 100% (de obicei 95—100%), iar în cazul temperaturilor negative (sub 0 °C), umiditatea relativă este în mod obişnuit mai mică decît 100%.

Pentru ca ceaţa, odată formată, să se menţină, este nevoie ca umiditatea aerului să depăşească starea de saturaţie, fapt care se poate realiza în următoarele împrejurări :

— prin evaporarea apei care are loc între aerul rece şi suprafaţa apei mai caldă ;

— prin amestecul a două straturi de aer ;
— prin scăderea temperaturii sub punctul de rouă.

Clasificarea ceței. După condițiile de formare, clasificarea ceței se poate face ținînd seama de următoarele criterii condiționate de :

— cauze de ordin fizic, care au la bază modul de răcire al aerului (ceață de amestec, evaporare, radiație) ;

— cauze de ordin sinoptic, care duc la cețuri din interiorul aceleiași mase de aer și la cețuri frontale ;

— cauze de ordin local, care dau ceața de oraș, munte, vale, rîu etc.

Acest mod de a clasifica ceața pare complicat și greoi, pentru care motiv nu a luat un caracter general.

Cel mai răspîndit mod de clasificare este acela propus încă din anul 1929 de către americanul Willet, care, după modul de formare a clasificat ceața în două mari grupe :

I. Ceața formată în interiorul aceleiași mase de aer.
II. Ceața frontală, formată în zona de amestec dintre două mase de aer diferite.

În cele ce urmează se vor face cîteva considerații asupra fiecărei grupe în parte.

§ 6. Ceața din interiorul aceleiași mase de aer

Din această grupă fac parte : ceața de radiație, ceața de advecție și ceața advectiv-radiativă.

Ceața de radiație. Acest tip de ceață a fost cel mai bine studiat. Aceasta se formează în condițiile care favorizează răcirea suprafeței terestre, fiind o ceață tipic continentală. Pierderea căldurii de către suprafața terestră constituie cauza principală, în ceea ce privește răcirea aerului din apropierea solului și formarea ceței de radiație. În mecanismul producerii acestei răciri, un rol important îl are schimbul turbulent de căldură. În cazul lipsei amestecului turbulent, răcirea se propagă într-un strat de aer foarte subțire și este însoțită numai de formarea de rouă.

Datorită acestor considerații, ceața de radiație este însoțită întotdeauna de fenomenul de inversiune termică. În legătură cu poziția stratului, de inversiune, ceața de radiație a fost împărțită în :

— ceață joasă de radiație,
— ceață înaltă și — pîclă de inversiune.

Ceața joasă de radiație se formează în cursul nopților senine și relativ calme, situație care de obicei se realizează în regim de maxim barometric (anticiclonic). Ea este strîns legată de particularitățile su-

prafeței terestre. Nu ocupă întinderi prea mari. Viteza vîntului nu depășește 2 m/s.

Pentru propagarea răcirii în înălțime, este necesară o oarecare stare de turbulență, în urma căreia crește grosimea stratului de ceață.

De-a lungul văilor unde aerul rece se înfiltrează mai ușor, ceața de radiație se poate forma, chiar atunci cînd este complet calm.

Probabilitatea de apariție a ceței de radiație crește atunci cînd solul este umed ; în urma evaporării temperatura lui scade.

Dacă în atmosferă există și un număr mai mare de centri sau nuclee de condensare, cum ar fi deasupra regiunilor industriale, formarea acestui gen de ceață este mult avantajată. În aceste condiții ea se poate extinde vertical pînă la cîțiva zeci de metri. În mod obișnuit, ceața de radiație nu depășește decît rareori 8—10 km. Frecvent, ceața de radiație joasă dispare la cîteva ore după răsăritul Soarelui. Risipirea acestui gen de ceață se realizează ușor în cazul unui vînt de 4—6 m/s.

În orașele industriale, s-a observat că ceața de radiație dispare mai greu, putînd să dureze zile întregi, în anotimpul rece, cu toate că slăbește ușor în timpul prînzului ; ea se reface imediat după amiază și noaptea. Explicațiile acestui fenomen constă în rolul pe care îl au nucleele de condensare rezultate în urma arderii sulfului. Bioxidul de sulf se transformă sub acțiunea radiațiilor ultraviolete venite de la Soare, în trioxid de sulf, care posedă puternice însușiri higroscopice. Ca exemplu de ceață de radiație tipică, se poate cita ceața care a apărut în cursul nopții de 3—4 ianuarie 1957 la Miercurea-Ciuc.

Ceața înaltă. În anotimpul rece după cîteva zile de radiație intensă a suprafeței terestre, ceața joasă se poate extinde pînă la înălțimi mai mari, 200—800 mm, uneori chiar mai mult.

Ca și în cazul ceței joase, sub stratul de inversiune termică, umezeala aerului crește. Odată cu creșterea umezelii, crește însă și numărul nucleelor de condensare.

Ceața înaltă aparține, după cum am spus, anotimpului rece și situațiilor de timp în care predomină regimul anticiclonic format deasupra continentelor în masele de aer inițial cu origine maritimă.

Aspectul acestei ceți este asemănător cu al unei pînze noroase situată la o înălțime care depinde de poziția stratului de inversiune termică. Grosimea acestei ceți poate oscila între 400—800 m (confundîndu-se cu norii de tip Stratus).

Acest gen de ceață este de obicei persistentă, întrucît se poate menține zile de-a rîndul, uneori chiar săptămîni întregi, în funcție de caracterul staționar al anticiclonului în care s-a format. Poate fi citat ca exemplu, vremea închisă din cursul lunilor ianuarie și februarie 1930, care a fost determinată de acest fel de ceață.

Din ceaţa înaltă pot cădea precipitaţii slabe sub formă de burniţă, ninsoare slabă sau măzăriche.

Pîcla de inversiune apare atît în imediata vecinătate a solului, cît şi la o oarecare înălţime. Este legată de inversiunile termice care se formează deasupra uscatului atît în anotimpul rece, cît şi în cel cald, în condiţiile existenţei unor surse de prăfuire ale aerului cum sînt centrele industriale, incendiile etc.

Pîcla de lîngă sol are caracter restrîns. Este frecventă deasupra oraşelor mari.

Pîcla de înălţime poate cuprinde regiuni mai întinse.

Ceaţa de advecţie se formează în urma deplasării unei mase de aer cald şi umed deasupra unor regiuni mai mari. Odată cu pătrunderea aerului cald în regiunile reci, se produce şi un fenomen de inversiune termică. Pe măsură ce masa de aer cald şi umed înaintează, inversiunea termică se extinde pe verticală. Condensarea vaporilor de apă începe chiar de la nivelul suprafeţei terestre.

Ceaţa de advecţie se formează de regulă în masele de aer ce se deplasează iarna dinspre ocean spre continente, iar vara dinspre continent spre oceane.

Dintre condiţiile mai importante, care favorizează formarea ceţii de advecţie, sînt :

— umezeala relativă ridicată în masa de aer care se va deplasa pe suprafaţa subiacentă mai rece ;

— diferenţa mare de temperatură între masa de aer care înaintează şi suprafaţa terestră peste care se efectuează deplasarea ;

— vînt cu viteză medie 3—8 m/s. Dacă viteza vîntului este mai mare, atunci se intensifică schimbul turbulent şi formarea ceţii este împiedicată.

Tot în categoria ceţii de advecţie este considerată şi ceaţa care rezultă în urma deplasării unei mase de aer rece peste o suprafaţă caldă de apă.

În cazul ceţii de advecţie, care rezultă din deplasarea aerului cald şi umed către regiuni mai reci, distingem următoarele :

Ceaţa aerului tropical se formează în urma deplasării maselor de aer de origine tropicală către latitudinile mijlocii şi polare. Este o ceaţă persistentă şi poate rezista la vînturi, care suflă cu 18—20 m/s. Are extensiune mare, atît orizontală (sute de mii de km^2) cît şi verticală (1—2 km). Ceaţa aerului tropical se produce mai ales iarna, cînd contrastul termic între latitudinile tropicale şi cele temperate şi înalte este deosebit de mare. Acest fel de ceaţă este deseori mai densă la înălţime decît în imediata apropiere a suprafeţei terestre, fapt ce se explică pe seama amestecului turbulent din straturile inferioare. Din ceaţa aerului tropical cad deseori precipitaţii sub forma de burniţă.

Ceața musonică. Se formează în anotimpul cald al anului, cînd aerul încălzit deasupra întinderilor mari de uscat se deplasează peste suprafața mai rece și umedă a mărilor și oceanelor. Transportul aerului se face sub influența migrării formațiilor barice. Nu este un fenomen local, caracteristic curenților sub formă de briză.

Ceața musonică rezultă în urma fenomenului de briză de zi, adică atunci cînd masa de aer umed și rece se deplasează pe uscat, pe o distanță ce nu depășește 30—40 km de la țărm.

Ceața maritimă. Se formează deasupra întinderilor mari de ape, cînd se produce deplasarea aerului mai cald către o regiune mai rece. Acest fel de ceață se produce de obicei la întîlnirea a doi curenți, unul cald și altul rece. Se citează ca exemplu locul de întîlnire al curentului rece al Labradorului și cel al Golfstreamului (regiunea Insulei Islanda — New-Faundler).

De asemenea, ceața maritimă se observă în regiunea insulelor Curile și Kamciatka, locul de întîlnire al curentului rece Ohotsk și a celui cald Curo-Sivo.

Ceturile maritime au o mare frecvență primăvara. De altfel ele pot fi observate în tot cursul anului, fără a fi însă de durată și fără a cuprinde regiuni prea vaste.

În cazul ceții de advecție, din a doua categorie, care apare în urma transportului de aer rece peste o suprafață de apă caldă, se pot forma :

Ceața mărilor arctice, care se produce atunci cînd un curent de aer rece din bazinul arctic trece peste suprafața mărilor mult mai calde. Are loc în acest caz un proces analog cu ceea ce se petrece, cînd se scoate iarna, afară, un vas cu apă caldă, apa pare că fierbe. Fenomene asemănătoare se produc și în afara bazinului arctic ; de exemplu iarna la latitudinile mijlocii, cînd deasupra întinderilor mai mari de apă pătrund curenți de aer rece.

Apariția acestui gen de ceață se face în mod tumultos. Datorită stării de instabilitate accentuată a atmosferei inferioare (aerul rece fiind încălzit la partea inferioară) se creează condiții favorabile risipirii ceții nou formate. Ca atare, nu este de așteptat ca această ceață să aibe o grosime prea mare.

Ceața de evaporare este asemănătoare ca mecanism de formare cu ceața mărilor arctice. Ea apare deasupra rîurilor, mlaștinilor, lacurilor și se produce în diminețile de toamnă, cînd aerul răcit deasupra uscatului se deplasează de-a lungul acestor suprafețe restrînse de apă.

Ceața advectiv-radiativă. În această categorie de ceață intră ceața care se formează în aerul arctic sau maritim polar ce pătrunde pe continent în perioada rece a anului.

Această ceață este în parte de natură advectivă pentru că presupune un transport al masei de aer oceanic pe continent.

Ajuns însă pe continent aerul rece este supus în continuare răcirii prin radiație. Ceața din această categorie poartă denumirea de *ceață de mare* sau de *lîngă mare*. Este destul de persistentă și acoperă regiuni întinse, situîndu-se de-a lungul întinderilor mari de ape. Apare frecvent în partea de NV a Continentului European și pe coasta de nord a Mării Negre.

§ 7. Ceața frontală

În această grupă intră toate categoriile de ceață care se formează în zona de amestec a aerului cald și umed cu cel rece, adică în zona frontală.

Explicarea producerii ceții în aceste condiții este pusă pe seama :

— scăderii presiunii atmosferice, în urma căreia temperatura aerului scade la rîndul său:

— creșterea umezirii aerului în urma căderii precipitațiilor în regiunea fronturilor ;

— scăderea temperaturii și creșterea umezelii relative, consecință a amestecului celor două mase de aer.

Ceața frontală nu are extensiune orizontală mare. Apare sub forma unor zone înguste și de obicei se găsește în deplasare. Pe verticală se confundă cu norii care acoperă regiunea respectivă.

§ 8. Măsuri de luptă contra ceților

Pe lîngă alte fenomene atmosferice periculoase, ceața este considerată ca unul care poate pricinui mari pagube transporturilor și în special navigației aeriene. Metodele de acționare asupra ceților pot fi clasificate în următoarele categorii :

— metode bazate pe încălzirea aerului ;

— metode bazate pe absorbirea picăturilor de apă din ceață, cu ajutorul substanțelor higroscopice ;

— metode bazate pe acționarea undelor sonore asupra picăturilor de ceață, care are drept efect contopirea acestora și deci precipitarea lor.

§ 9. Norii

Norii reprezintă produse ale condensării sau sublimării vaporilor de apă din atmosfera liberă. Ei alcătuiesc un sistem coloidal format din picături de apă sau din cristale de gheață, aflate în suspensie la

diferite înălțimi. Dacă din punct de vedere al structurii microfizice nu există nici o deosebire principală între nori și diferitele feluri de ceți, în ceea ce privește însă geneza lor apar deosebiri destul de importante.

Apariția norilor ca și producerea ceții, sînt strîns legate de starea de umiditate a aerului, de prezența nucleelor de condensare și pe deasupra, de condițiile care asigură o răcire suficientă a aerului. Producerea stării de suprasaturație a aerului în vapori de apă, chezășia formării norilor, poate fi realizată ușor, dacă pe lîngă scăderea temperaturii se creează și un aflux de umezeală ca o consecință a unei evaporări mai intense a apei de la suprafața Pămîntului.

În atmosferă răcirea aerului este asigurată prin : radiație, schimb turbulent și detentă adiabatică.

În mod obișnuit aceste mijloace de răcire ale aerului acționează împreună, însă rolul predominant îl au curenții ascendenți, fie că sînt de origină termică, fie că sînt de natură dinamică.

Convecția termică (v. cap. VII, paragr. 7) este generată de o stratificare instabilă a atmosferei, iar cea dinamică de ascensiunea aerului cald pe suprafața de separație a aerului rece. Uneori ascensiunea aerului este determinată și de motive orografice (obstacole de felul dealurilor, munților, pădurilor etc.). Înălțimea la care începe condensarea vaporilor de apă în atmosfera liberă se numește nivel de condensare. În momentul începerii acestui fenomen, de obicei aerul este saturat ($e=E$), iar temperatura lui se confundă cu temperatura punctului de rouă. Pentru ca să se ajungă la apariția norilor, este necesar ca temperatura aerului să scadă în continuare sub temperatura punctului de rouă. În mod practic,, se consideră ca bază a norilor, înălțimea la care se află temperatura punctului de rouă, unde $t=\tau$.

Pe baza acestui considerent, s-a ajuns să se calculeze înălțimea unor nori, în funcție de unele elemente de la suprafața Pămîntului.

Astfel se poate aprecia că înălțimea norului va fi proporțională cu diferența

$$t-\tau.$$

O formulă care dă înălțimea nivelului de condensare este următoarea

$$h=122(t-\tau), \qquad \text{(VIII.2)}$$

în care t este temperatura aerului în vecinătatea suprafeței terestre.

La această formulă se ajunge cu ajutorul următorului raționament : temperatura punctului de rouă scade o dată cu creșterea înălțimii după relația

$$\tau=\tau_0-0{,}0018^{\circ}h, \qquad \text{(VIII.3)}$$

iar temperatura aerului pînă la producerea condensării după

$$t = t_0 - 0{,}01h. \qquad \text{(VIII.4)}$$

în momentul condensării

$$t = \tau. \qquad \text{(VIII.5)}$$

Dacă se ține seama de (VIII.3), (VIII.4) și (VIII.5) se poate scrie

$$\tau_0 - 0{,}0018°h = t_0 - 0{,}01°h,$$

de unde

$$t_0 - \tau_0 = (0{,}01° - 0{,}0018°)\, h$$

sau

$$h = \frac{1}{0{,}0082}(t_0 - \tau_0),$$

relație care mai poate fi scrisă și sub forma cea mai des folosită :

$$h = 122\,(t_0 - \tau_0). \qquad \text{(VIII.6)}$$

Pentru determinarea nivelului de condensare, meteorologul Ippolitov a folosit în locul temperaturii punctelor de rouă, umezeala relativă R.

Cu ajutorul acestui element el a stabilit relația următoare :

$$h = 22(100 - R). \qquad \text{(VIII.7)}$$

Rezultatele obținute cu ajutorul acestei relații satisfac într-o oarecare măsură cerințele practice.

§ 10. Particularitățile fizice ale norilor

În constituția norilor, ca și în cazul ceței, picăturile de apă se găsesc în stare lichidă, solidă sau ca amestec al acestora.

În stare lichidă, picăturile de apă în nori se află atît la temperaturi pozitive, cît și negative. La temperaturile cuprinse între —30°, —40 °C, părțile componente ale norilor se găsesc numai sub formă de cristale fine de gheață. Între 0° și —30° norul poate fi alcătuit din particule aflate în stare solidă, cît și de picături de apă în stare lichidă (suprafuziune). În ceea ce privește dimensiunile picăturilor de apă din nori, s-a stabilit pe baza unor minuțioase observații făcute prin metoda microfotografică, că raza picăturilor oscilează între 2,5 și 10μ. În urma sondajelor efectuate în cuprinsul maselor noroase s-a găsit că diametrul particulelor variază foarte mult și lipsa de omo-

genitate din acest punct de vedere este resimțită puternic în direcție verticală.

Diametrul picăturilor crește cu înălțimea și poate atinge la partea superioară a norului 200—400μ, uneori chiar mai mult.

Numărul picăturilor raportate la unitatea de volum este de asemenea destul de variabil chiar în cuprinsul aceluiași nor. La partea inferioară se află în mijlociu 300—400 picături la cm^3, iar la cea superioară numărul lor scade pînă la 100—300 particule la cm^3.

După cum am arătat mai înainte, în această parte a norului diametrul particulelor este însă mai mare. În norii alcătuiți din cristale de gheață numărul acestora este mult mai mic : 0,01 pînă la 1 cm^3 de aer.

Cantitatea de apă condensată dintr-un metru cub de nor este în general, de ordinul 0,2—0,4 g. Numai în partea centrală poate ajunge la 2 g/m^3, iar în norii puternic dezvoltați pînă la 4—5 g/m^3.

La aceste rezultate a ajuns Zaitev de la Observatorul Central de Geofizică din Leningrad, utilizînd un dispozitiv care poate fi atașat avioanelor. Datorită ordinului de mărime, viteza de cădere a picăturilor de apă care alcătuiesc norii este extrem de mică : cîțiva centimetri pe secundă. Forma sferică a picăturilor contribuie esențial la aceasta, rezistența aerului crescînd invers proporțional cu raza particulei.

În interiorul unei mase noroase, numărul și diametrul particulei se află într-o continuă transformare. Prin cădere, particulele ajung în regiuni cu umezeală mai mică și temperaturi mai ridicate.

Ele sînt ca atare supuse fenomenului de evaporare. Un nor reprezintă așadar, o regiune din atmosfera liberă în care sînt asigurate în permanență condițiile de condensare sau de sublimare a vaporilor.

§ 11. Clasificarea norilor

Apariția norilor pe bolta cerului oglindește complexul proceselor care au loc în atmosferă. Gradul de acoperire al cerului cu nori la un moment dat, într-o localitate sau o regiune oarecare, se numește *nebulozitate*. În meteorologie, nebulozitatea este un element important, care poate da indicații prețioase despre starea atmosferei, mai ales cînd este însoțită și de forma norilor.

Pentru a putea trage cele mai juste concluzii din informațiile pe care le oferă norii despre starea atmosferei, precum și pentru a ne forma o imagine asupra evoluției fenomenelor de timp, care se petrec deasupra unei localități, s-a simțit nevoia unei clasificări a acestui vast material meteorologic.

Primele încercări de clasificare a norilor, care au condus la elaborarea de criterii de evaluare și denumiri de nori ce se mențin și astăzi, au fost făcute la începutul secolului al XIX-lea.

Astfel în anul 1802, în Franța, celebrul naturalist Lamarck face cîteva propuneri în această direcție, pe care le publică în Anuarul Meteorologic. Un an mai tîrziu, Luke Howard, în Anglia, publică sistemul de clasificare al norilor care s-a bucurat de un larg succes.

Deoarece condițiile de formare ale norilor sînt aceleași, s-a căutat de-a lungul anilor să se găsească, prin participarea generală a cercetătorilor din toate țările, un sistem de clasificare unic, internațional.

În anul 1891, Conferința Meteorologică Internațională însărcinează un comitet special să reunească și să sistematizeze sub forma unui atlas toate lucrările efectuate în legătură cu această problemă. După cinci ani, în 1896, se publică primul Atlas Internațional al Norilor, alcătuit din 28 de planșe în culori, însoțite de un text explicativ în trei limbi (franceză, germană și engleză) și în care sînt date definiții, descrieri precum și instrucțiuni pentru observarea norilor.

Între 1929—1932, în cadrul Organizației Meteorologice Internaționale, o comisie internațională de experți meteorologi, a completat și stabilit criteriile care stau la baza clasificării norilor.

Experiența acumulată de-a lungul anilor, în domeniul observațiilor norilor, a făcut posibilă apariția în anul 1956 a unei lucrări mult mai complete și care răspunde cerințelor actuale.

În cele ce urmează sînt redate, în linii generale, principiile care stau la baza clasificărilor norilor :

a) forma ; b) înălțimea ; c) geneza ; d) structura fizică.

a) *Criteriul de clasificare al norilor, după forma sau aspectul exterior al norilor (criteriu morfologic).* Pe baza acestui criteriu, norii au fost împărțiți în 3 grupe :

— nori în formă de grămezi izolate (Cumulus) — (Cu) ;

— nori în formă de grămezi compacte (sudate) cu aspect de valuri, dacă sînt priviți de jos (Stratocumulus) (Sc) ;

— nori care se prezintă ca o pînză continuă (Stratus) (St).

b) *Ținînd seama de înălțimea față de locul de observație la care se formează, norii au fost împărțiți :*

— nori superiori, Cirrus (Ci), Cirrocumulus (Ce) și Cirrostratus (Cs) ;

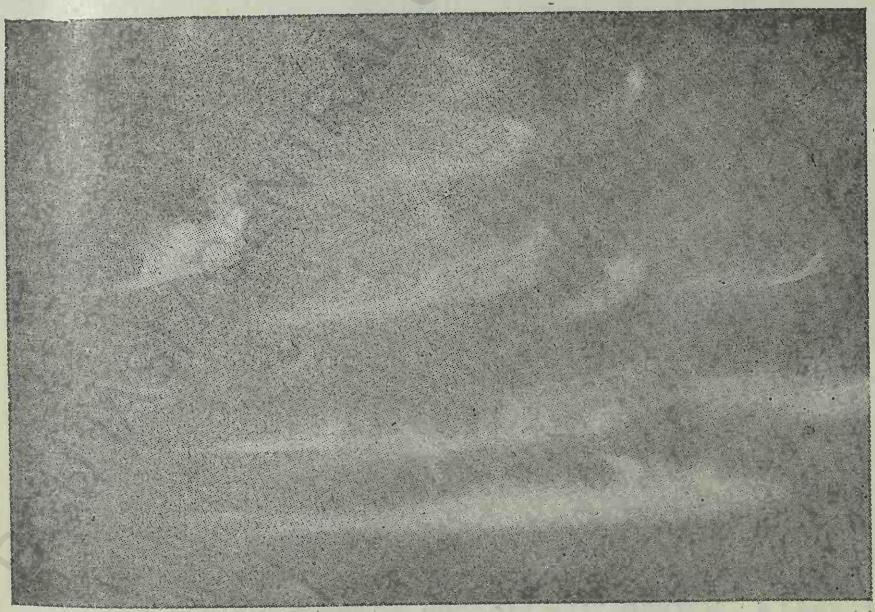
— nori mijlocii, Altocumulus (Ac) ;

— nori inferiori, Stratocumulus și Stratus ;

— nori de dezvoltare verticală, Cumulus și Cumulonimbus (Cb).

Aceste înălțimi sînt valori mijlocii și depind de latitudine. În tabelul de mai jos sînt indicate limitele între care sînt cuprinse prin-

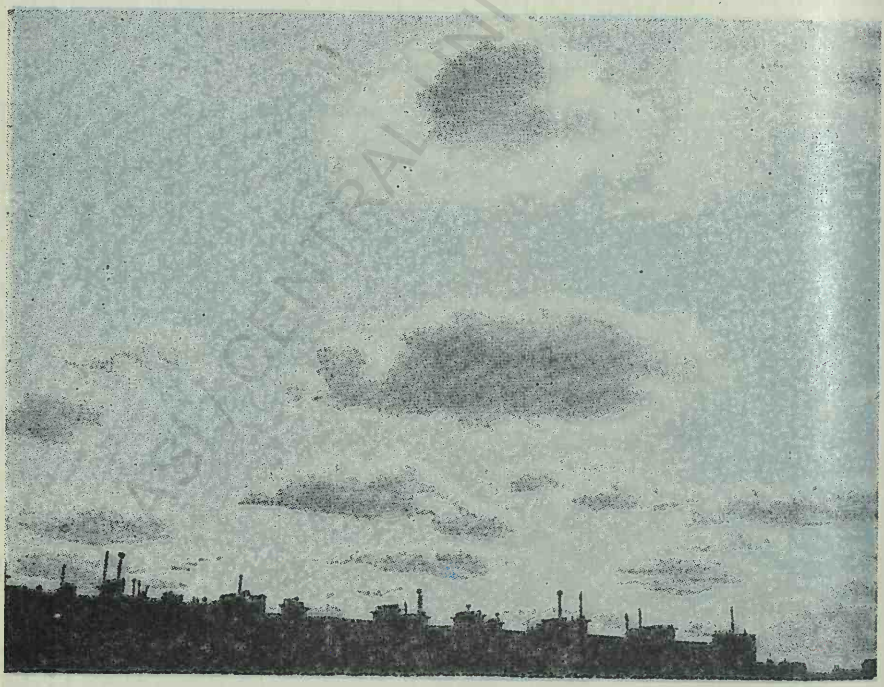
PLANȘA 1. *CIRROSTRATUS* pînză fină de nori, cu structură filamentoasă. Prezintă fenomene de coroane sau halouri lunare sau solare. Se studiază în fruntea sistemului noros al frontului cald.



PLANȘA 2. *CIRRUS UNCINUS* nori de culoare albicioasă terminați cu forme de cîrlige sau ghiare „Prevestesc înrăutățirea vremii.

UNIVERSITY LIBRARY

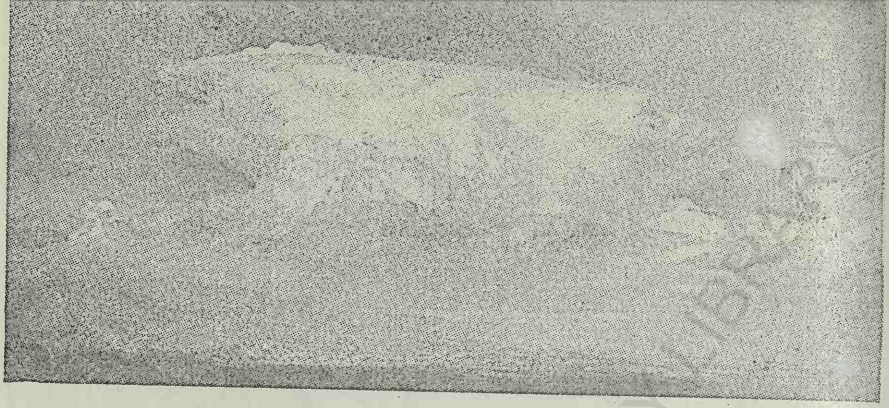
PLANȘA 3. *ALTOCUMULUS LENTICULARIS* nori sub formă de valuri prin care se vede albastrul cerului.



PLANȘA 4. *ALTOCUMULUS FLOCCUS* sînt nori de timp frumos care apar de obicei către amiază. Au extensiune orizontală mai mare decît pe verticală.

PLANȘA 5. *ALTOCUMULUS TRANSLUCIDUS UNDULATUS* nori izolați care prezintă fenomenul de irizație. Apar în masele de aer rece sau asociați sistemelor noroase ale fronturilor reci sau ocluse.

PLANȘA 6. *COMULUS HUMILIS* nori cu aspect de vată deslînată sau de fulgi împrăștiați pe bolta cerească. Reprezintă o stare de instabilitate a atmosferei. Sînt premergători fenomenele orajoase sau de îmbu-



PLANȘA 7. *CUMULONIMBUS INCUS* nori care apar în masele de aer instabile însoțind fronturile reci. Au aspect de nicovală și dau fenomene orajoase, ploi torențiale și adesea intensificări de vînt.

PLANȘA 8. *CUMULONIMBUS MAMMA* nori în formă de rulouri, compacți, cu contur de mamele. Sînt tipici situațiile orajoase.

cipalele familii de nori, la baza cărora stă criteriul de clasificare după înălțime la care se formează :

Combinîndu-se criteriul de clasificare morfologică cu cel de înălțime și genetic, s-a ajuns la următoarea clasificare internațională :

1. *Familia norilor superiori* (plafon mai mare de 5 km la latitudinile mijlocii (temperate).

Tabelul 24

Variația plafonului norilor în funcțe de latitudine

Familia norilor	Regiunile polare	Regiunile temperate	Regiunile tropicale
Superiori	de la 3 la 8 km	de la 5 la 13 km	de la 6 la 18 km
Mijlocii	de la 2 la 4 km	de la 2 la 7 km	de la 2 la 8 km
Inferiori	de la nivelul suprafeței terestre la 2 km	de la nivelul suprafeței terestre la 2 km	de la nivelul suprafeței terestre la 2 km
Nori de dezvoltare verticală	de la plafonul norilor inferiori și pînă la cel al norilor superiori	de la plafonul norilor inferiori și pînă la cel al norilor superiori	de la plafonul norilor inferiori și pînă la cel al norilor superiori

Genul I. Cirrus (Ci), nori separați, în forme filamentoase, albe delicate, cu aspect fibros. Provin din Cirrocumulus, Altocumulus și Cumulonimbus. Se transformă în Cirrostratus (planșa 1).

Specie: Fibratus, nori fibroși fără terminații în formă de croșetă.

Uncinus, în formă de virgulă, cu terminații în croșetă (planșa 2).

Spissatus, nori care în direcția Soarelui par de culoare gri.

Castellanus, nu prezintă protuberanțe cumuliforme, sub forma unor tunuri mici, ce dau acestor nori un aspect crenelat.

Floccus, alcătuite din mici grămezi deslănate, albicioase.

Varietăți: Intortus, cirri filamentoși, curbați și foarte neregulați apar adesea în forme destul de ciudate.

Radiatus, se prezintă în benzi largi, paralele, care par să conveargă către un punct al orizontului.

Vertebratus, nori dispuși sub formă de vertebre, coaste sau de scheletul unui pește.

Duplicatus, nori în bancuri sau dispuși în straturi suprapuse, situate la nivele apropiate, care uneori par sudate.

Genul 2. Cirrocumulus (Ce), grămezi de nori albi fără umbre proprii, dispuse mai mult sau mai puțin regulat. Reprezintă o formă degenerată a norilor Cirrus, Cirrostratus.

Altocumulus. Se prezintă sub formă de bancuri-fulgi albi, fără umbre.

Specii: Stratiformis, nori situați în straturi orizontale pe mari suprafețe.

Lenticularis, sub formă de lentile, foarte alungite, deseori irizați.

Castellanus

Floccus.

Varietăți: Undulatus, nori în bancuri sau straturi care prezintă ondulații.

Lacunosus, nori în bancuri.

Genul 3. Cirrostratus (CΩ).Se prezintă sub forma unei pînze noroase, transparente, albicioasă, ce poate acoperi total sau parțial bolta cerului. Dă loc fenomenelor de halou.

Specii: Fibratus.

Nebulosus, aspectul unei pînze nebuloase, fără detalii.

Norii superiori, clasificați în genuri, specii și varietăți, au o structură fină, laminară sau filamentoasă. Soarele sau Luna se pot observa bine. Deseori dau naștere la fenomene luminoase în jurul acestor aștri. Au culoare albă, cu strălucire sidefoase. Înainte și după răsăritul Soarelui, fiind luminați, iau culori diferite : galben, roșiatic, apoi cenușiu. Mulți dintre acești nori sînt apreciați ca prevestitori de înrăutățirea vremii : cirrus-uncinus, cirrus floccus etc. Sînt alcătuiți din ace sau cristale fine de gheață. Denumirea „cirrus" înseamnă buclă de păr.

II. *Familia norilor mijlocii* (plafon între 2—7 km la latitudinile noastre, adică în cuprinsul regiunilor temperate).

Genul 4. Altocumulus (Ac)

Specii: Stratiformis, lenticularis (planșa 3), castellanus, floccus (planșa 4).

Varietăți: Translucidus, opacus, duplicatus, undulatus, (planșa 5), radiatus, lacunosus.

Acest gen de nori, poate proveni din norii Cumulus și Cumulonimbus și se pot transforma în Cirrocumulus, Altostratus, Nimbostratus, Stratocumulus.

Genul 5 : Altostratus (As)

Varietăți: Translucidus, opacus, duplicatus, undulatus, radiatus. Provin din Altocumulus, Cumulonimbus și se pot transforma în Cirrostratus și Nimbostratus.

Norii mijlocii merg de la culoarea albă strălucitoare pînă la cenușiu închis. Uneori sînt transparenți, alteori apar întunecați, cu relief

variabil. Soarele și Luna pot să-și piardă conturul. Unii dintre norii mijlocii sînt socotiți ca prevestitori de schimbarea vremii : lenticularis, invazie de aer rece ; castellatus și floccus preced furtunile etc. Unii dau precipitații slabe continue sau intermitente. Alteori precipitațiile lor nu ajung la suprafața Pămîntului (virga).

III. *Familia norilor inferiori (plafon sub 2 km).*

Genul 6. Nimbostratus (Ns), Nimbus înseamnă ploios. Norii inferiori prezintă aspecte diferite, de la o pînză continuă, pînă la grămezi izolate. Pot acoperi complet sau parțial cerul. Norii stratus pot da precipitații slabe (burniță). Norii Nimbostratus apar sub forma unui strat amorf, cu aspect închis-cenușiu, dau precipitații continue și de lungă durată. Provin din norii Cumulus și Cumulonimbus și se transformă în Altocumulus, Altostratus și Stratocumulus.

Genul 7. *Stratocumulus* (Sc).

Specii: Stratocumulus, stratiformis, lenticulatis, castellanus.

Varietăți: Translucidus, perlucidus, opacus, duplicatus, undulatus, radiatus, lacunosus.

Acești nori provin din Altostratus, Nimbostratus, Cumulus, Cumulonimbus și se transformă în Altocumulus, Nimbostratus, Stratus.

Genul 8. Stratus (St).

Specii: Nebulosus, fractus.

Varietăți: Opacus, translucidus, ondulatus.

Norii stratus își au originea în norii Nimbostratus, Cumulus și Cumulonimbus. În ultima fază a evoluției lor se transformă în Stratocumulus.

IV. *Familia norilor de dezvoltare verticală* (au plafonul norilor inferiori, dar adesea au o extensiune verticală atît de puternică, încît vîrfurile lor pot străpunge nivelul norilor mijlocii, iar uneori chiar pe al norilor superiori).

Norii de dezvoltare verticală au, de obicei, conturul bine pronunțat, iar baza lor orizontală, luminată de Soare, are uneori o culoare albă ca de zăpadă. Vîrfurile lor par că fumegă. Sînt nori care se formează de obicei în anotimpul cald. Către seară se lățesc.

Genul 9. Cumulus (Cu).

Specii: Humilis, sînt nori Cumulus cu o slabă extensiune verticală și par în general că au o formă turtită. Sînt nori tipici de timp frumos (planșa 6).

Mediocris, dezvoltare verticală mediocră, prezintă protuberanțe pentru dezvoltare.

Congestus, sînt nori cu extensiune verticală puternică prezintă protuberanțe puternic dezvoltate. La partea superioară au aspectul unor conopide.

Fractus, specie caracteristică doar norilor Stratus și Cumulus.

Varietăţi: radiatus, nori în benzi larggi paralele sau care par că tind să conveargă către un punct al orizontului. Norii cumulus provin din Altocumulus şi Stratocumulus şi se transformă în Stratocumulus şi Stratus.

Genul 10. Cumulonimbus (Cb).

Specii: Calvas, au protuberanţele netede (pleşuve), Capilatus prezintă părţi cirriforme, fibroase sau striate (pletoase).

Varietăţi:

Norii Cumulonimbus prezintă următoarele particularităţi suplimentare : *Incus,* terminaţii în formă de nicovală (planşa 7). *Mamma,* de la mammatus, în formă de mamele (planşa 8). *Pileus,* în formă de căciulă, *Velum,* pînză.

Norii Cumulonimbus provin din Altostratus, Altocumulus, Nimbostratus, Stratocumulus, Cumulus.

c) *Geneza.* După condiţiile de formare, norii se pot clasifica în :

1. Nori de convecţie termică.
2. Norii de alunecare ascendentă a aerului pe suprafeţele frontale (nori frontali).
3. Nori care apar în urma mişcărilor ondulatorii ale aerului pe suprafaţa de separare a două mase de aer diferite.
4. Nori de turbulenţă.
5. Nori de radiaţie.

În cele ce urmează sînt descrise, sumar, condiţiile de formare pentru fiecare categorie de nori din această clasificare.

1. *Nori de convecţie termică.* Ei apar în urma mişcării ascendente a aerului umed. Sub influenţa insolaţiei puternice şi datorită lipsei de omogenitate a suprafeţei terestre, unele regiuni se încălzesc mai puternic decît altele. În partea încălzită aerul capătă mişcări ascendente. Dacă nivelul de convecţie (înălţimea la care se opreşte mişcarea ascendentă a aerului) depăşeşte nivelul de condensare, în aceste împrejurări sînt realizate condiţiile de apariţie ale norilor. Norii care apar în urma convecţiei termice se înglobează în familia norilor de dezvoltare verticală.

2. *Nori frontali.* În straturile inferioare ale atmosferei se întîmplă în mod frecvent ca aerul mai cald să capete o mişcare de alunecare ascendentă pe suprafaţă care îl separă de aerul rece. Acest fapt se produce cînd apare diferenţa de viteză în deplasarea orizontală, atît a aerului rece cît şi a celui cald. Cu alte cuvinte, atît într-un caz, cît şi în celălalt, masele de aer cald pot fi antrenate la o mişcare ascendentă pe panta care le separă de aerul rece. Regiunile în care se produc astfel de fenomene ocupă sute de mii de kilometri pătraţi. Aerul în ascensiune atinge şi depăşeşte nivelul de condensare.

Apar mase noroase, care aparţin celor mai variate forme.

După natura masei de aer, care se plasează mai rapid, avem două situaţii principale, care ne conduc la :

1. Norii frontului cald.
2. Norii frontului rece.

În primul caz, alunecarea ascendentă a aerului cald este determinată de o mişcare mai rapidă a acestuia decît a aerului rece din faţa sa, care se retrage mai încet. Acest mod de apariţie al norilor este reprezentat schematic în fig. 70.

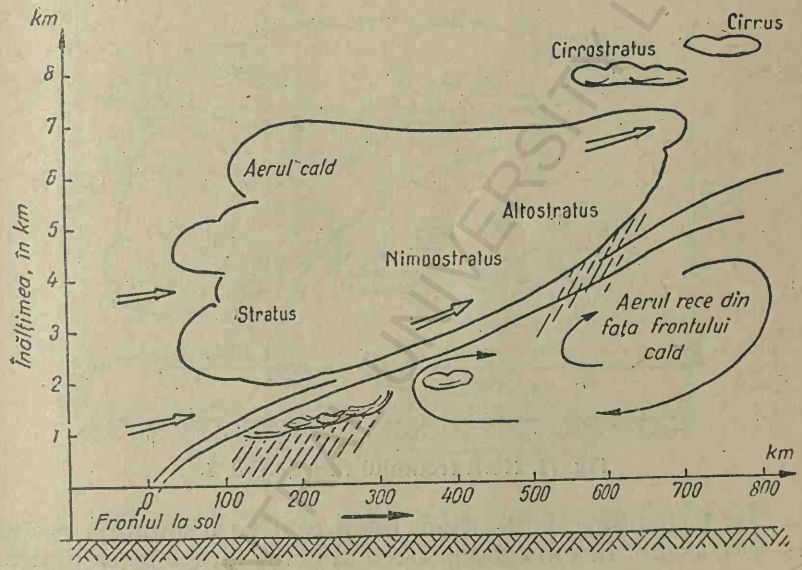


Fig. 70. Norii frontului cald.

Pe suprafaţa de separaţie, suprafaţa frontală se formează de la înălţimea unde aerul cald a atins punctul de condensare şi pînă la 8—9 km altitudine, o masă compactă noroasă, în care predomină norii în formă de pînză (Stratus) ai tuturor nivelelor. Totalitatea acestor nori alcătuieşte aşa-numitul sistem noros al frontului cald. Lăţimea acestui sistem noros poate să atingă pînă la 800—900 km, iar forma norilor reprezintă o trecere continuă de la norii Cirrus pînă la Nimbostratus sau stratus.

În cea de a doua situaţie, masa de aer rece înaintează mai rapid. Aerul cald aflat în faţă este obligat la o mişcare violentă de alunecare ascendentă pe panta de separaţie a celor două mase de aer. În urma

acestei acțiuni, aerul cald, răcindu-se atinge punctul de condensare. În prima parte a mișcării, datorită înclinării mari a pantei, suprafeței frontale, aerul cald are o mișcare aproape verticală. Apar astfel nori în care predomină cei de forma norilor Cumulus, cu diferite specii și varietăți.

La o oarecare distanță de intersecția panei de aer rece cu suprafața Pămîntului, înclinarea ei se schimbă și poate deveni :

— Mai lină, permițînd alunecarea în continuare a aerului cald (avem cazul frontului rece de ordinul I). A se vedea în fig. 71.

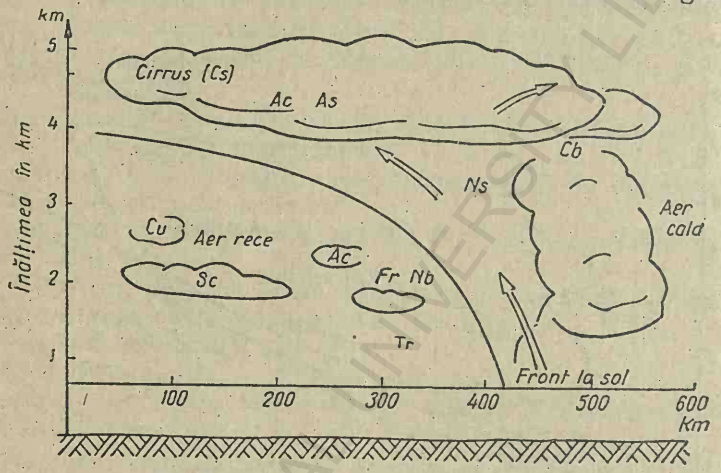


Fig. 71. Norii frontului rece de ord. I.

— De la înălțime de 2—3 km, aerul cald pe o anumită porțiune poate să coboare. În consecință, sistemul noros începe să se destrame în această regiune.

— Alteori, suprafața de separație poate fi foarte abruptă (front rece de ordinul II), așa cum este redată schematic în fig. 72.

În cazul frontului rece, fie de ordinul I sau II, după cum rezultă și din figurile respective (fig. 71, fig. 72) în norii care rezultă predomină cei de forma Cumulus.

3. *Norii care apar în urma mișcărilor ondulatorii.* Deseori în atmosferă apar, pe suprafețele orizontale, care separă straturi de aer cu însușiri fizice deosebite, mișcări ondulatorii. Acest fapt este posibil să se producă sub stratul de inversiune termică, unde aerul devine saturat. Pe coama undei apar formații noroase, care dispar sau slăbesc în partea descendentă. Priviți de jos, norii ondulați au forma unui strat de nori întins în direcție orizontală și se prezintă sub forma unor benzi,

lespezi. De cele mai multe ori aceşti nori au aspect regulat, sub forma unor cupe, care reflectă caracterul ordonat al formării lor. Lungimea de undă a mişcărilor care îi generează este de aproximativ 200—300 m, iar înălţimea coamei pînă la 50 m.

Dacă stratul de inversiune este mai gros, se poate întîmpla să apară la partea lui inferioară un curent aerian diferit, sau chiar de

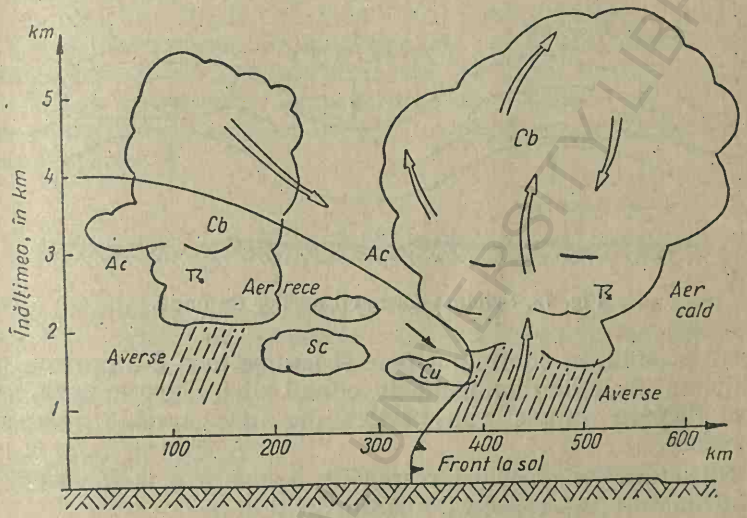


Fig. 72. Norii frontului rece de ord. II.

sens opus, celui de la partea superioară. În acest caz, în regiunea de interferenţă a acestor curenţi aerieni, norii se destramă şi apar în grămezi izolate la diferite nivele.

În fig. 73 este redat schematic mecanismul formării norilor ondulaţi sub stratul de reţinere (inversiune).

Cu studiul mişcărilor ondulatorii s-au ocupat mulţi cercetători (Helmholtz, Laihtman, Lear, N. E. Kocin ş.a.).

În general, aşa cum s-a arătat şi mai înainte, undele care generează aceşti nori, iau naştere pe suprafeţele de separaţie a doi curenţi aerieni : unul, cu temperatura mai joasă se află dedesubt, iar al doilea, cu temperatura mai ridicată, deasupra. Vitezele şi direcţiile acestor curenţi sînt în general diferite. Undele care apar sînt de natura gravitaţională.

4. *Norii de turbulenţă.* Sînt norii care apar de obicei în masele de aer cu umezeala mare. Deplasate deasupra uscatului, aceste mase

de aer sînt supuse mişcărilor turbulente. Aceste mişcări sînt frînate şi reţinute sub stratul de inversiune, unde apar formaţii noroase de Stratus, sau Stratocumulus.

5. *Norii rezultaţi în urma răcirii prin radiaţie.* În urma răcirii nocturne, deseori, sub stratul de inversiune care se formează datorită radiaţiei, apare o pînză continuă de nori Stratus. Apariţia acestor

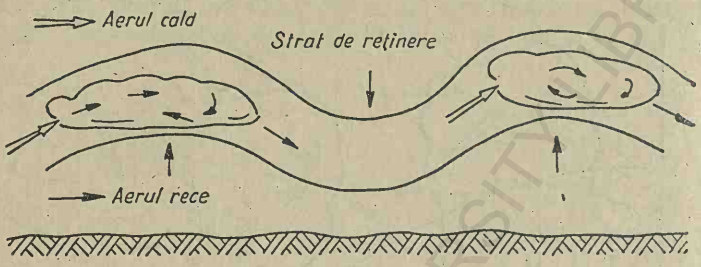


Fig. 73. Schema formării norilor de undă.

nori este posibilă în anotimpul rece şi anume în a 2-a parte a nopţii sau chiar în orele de dimineaţă. În cursul zilei, către amiază, stratul de nori dispare complet sau parţial, dar în noaptea următoare se poate reface.

d) *Structura fizică.* După starea de agregare a elementelor care intră în construcţia lor, norii pot fi împărţiţi în :

— Nori alcătuiţi din particule lichide
— Nori alcătuiţi din particule solide
— Nori cu constituţia mixtă

În prima grupă distingem :

Nori alcătuiţi din cele mai mici particule, al căror diametru poate fi mai mic de 0,0005 mm. Din cauza ordinului de mărime, aceste particule nu au viteză proprie de cădere. Ele alcătuiesc ceaţa.

Nori alcătuiţi din particule al căror diametru este cuprins între 0,05 şi 0,5 mm. Au viteză mică de cădere şi formează burniţa.

Nori de ploaie ale căror picături au diametrul cuprins între 0,5 mm şi 5 mm.

Din cea de a doua grupă fac parte :

Nori alcătuiţi din cristale pline de gheaţă, sub formă de ace.

Nori alcătuiţi din fulgi de zăpadă (steluţe) şi cristale rotunde (sferocristale).

În atmosferă, numai în cazuri rare, norii se pot prezenta cu o structură complet omogenă. De cele mai multe ori, într-un nor sînt grupate toate elementele menţionate mai sus, în ele predominînd

particule de ordinul de mărime mai mic ca 0,005 mm, sînt numiți *nori micști*. Astfel de nori sînt norii Cumulonimbus, Nimbostratus și Altostratus.

Din categoria norilor alcătuiți din particule lichide citățm : norii Stratus, Stratocumulus, Cumulus și Altocumulus.

Este de reținut că în 9% din cazuri acești nori au în componența lor picături de apă în stare de suprafuziune.

Norii alcătuiți din ace de gheață sînt norii superiori Cirrus, Cirrocumulus și Cirrostratus. În anotimpul de iarnă, din această categorie pot face parte și norii cu plafonul mai jos. Norii formați din cristale de gheață se formează la temperaturi mai joase ca —40° prin sublimarea vaporilor de apă, iar la —15°, —20 °C prin înghețarea picăturilor subrăcite.

§ 12. Nebulozitatea

Prin nebulozitate, în mod curent se înțelege, după cum s-a amintit mai înainte, gradul de acoperire cu nori al cerului. Nebulozitatea se exprimă în zecimi sau optimi din bolta cerească după un cod anumit.

În observațiile asupra norilor se disting : nebulozitatea parțială, sau nebulozitatea norilor inferiori și nebulozitatea totală în care se cuprind toate formele de nori.

Variația diurnă a nebulozității. Observațiile îndelungate asupra acestui element au scos în evidență că, în decurs de 24 ore, nebulozitatea înregistrează două valori maxime : în primele ore ale dimineții și după amiază, în restul timpului fiind mai redusă.

În mersul diurn al nebulozității se observă că anumite forme de nori (Stratus, Stratocumulus și Altocumulus) apar în mod obișnuit, în cursul nopți sau al dimineții.

În timpul zilei deasupra întinderilor de uscat predomină norii Cumulus care ating dezvoltarea maximă în orele de după amiază.

Deasupra întinderilor mari de ape, nebulozitatea are un mers diurn invers celui observat pe uscat : norii de convecție apar în cursul nopții, iar ziua predomină Stratus și Stratocumulus. Această abatere se explică prin faptul că, în cursul nopții, apa este mai caldă decît aerul.

Asupra nebulozității, o însemnată influență mai exercită în decurs de 24 ore și forma reliefului. În regiunile accidentate, în timpul cald, diminețile sînt senine iar în cursul zilei predomină nebulozitatea cumuliformă.

Trebuie să menționăm că în variația diurnă a nebulozității anotimpurile exercită o puternică influență : în anotimpul rece, cînd

umezeala relativă este mare, predomină, în prima parte a zilei, nebulozitatea stratiformă, iar în anotimpul cald nebulozitatea va fi redusă dimineața și va crește, datorită curenților convectivi în orele de după-amiază.

În figura 74 este reprodusă, în funcție de anotimp, variația diurnă a nebulozității la București.

Variația anuală a nebulozității. În mersul anual al nebulozității, influențele locale se resimt puternic. La latitudinile temperate, nebu-

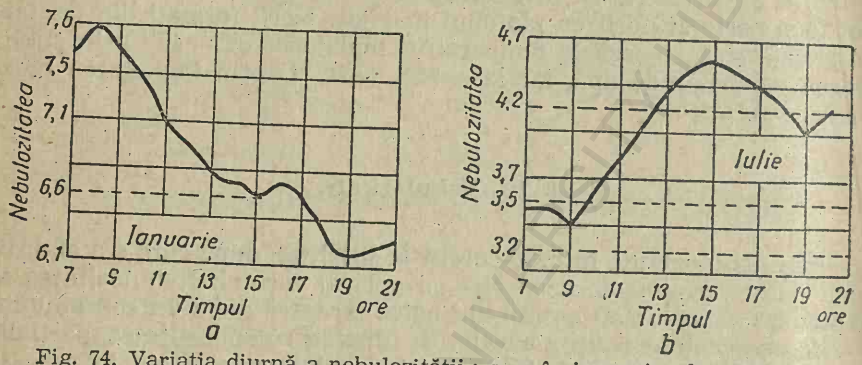


Fig. 74. Variația diurnă a nebulozității ; *a* — în ianuarie ; *b* — în iulie.

lozitatea înregistrează o valoare maximă în anotimpul rece și una minimă, vara. Astfel în țara noastră, nebulozitatea scade în decembrie, cînd atinge valoarea maximă.

În figura 75 se află înscrisă, în funcție de anotimp, variația anuală a acestui element la Buucrești.

În afară de valoarea lui maximă și minimă, observate în decembrie și august, în mersul anual al nebulozității, mai apar, de la regiune la regiune cîte un maxim sau minim secundar. Astfel în Oltenia și regiunea de deal a Moldovei și Muntenia se observă un maxim secundar în februarie și un minim în ianuarie.

În regiune muntoasă nebulozitatea are următorul mers :

— două valori maxime : una principală în cursul lunii martie, alta secundară în decembrie ;

— două valori minime, una principală în ianuarie și alta secundară în august.

Cea mai însorită regiune a țării noastre este litoralul Dobrogean.

Repartiția nebulozității pe suprafața Pămîntului. În cursul unui an, se observă o nebulozitate mare în regiunea ecuatorială. În regiunea tro-

picelor, unde se resimte puternic influența alizeelor (20—25°) nebulozitatea este minimă. Aici cea mai redusă nebulozitate se observă pe continente în regiunea deșertului. Către latitudinile temperate, nebu-

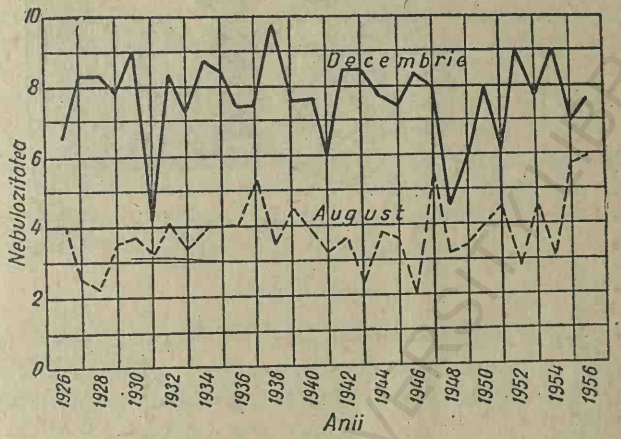


Fig. 75. Variația anuală a nebulozității în decembrie și august 1926—1956.

lozitatea crește din nou, ca să scadă într-o oarecare măsură, deasupura polilor.

Regiunile cu nebulozitatea cea mai mare sînt în Nordul Oceanului Atlantic și Pacific.

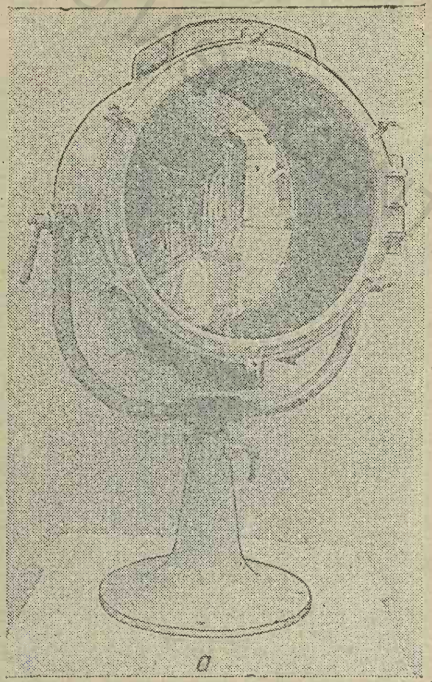
§ 13. Metode și instrumente pentru observații asupra norilor

Aprecierea formei norilor și deci identificarea acestora se face conform clasificării acestora, utilizîndu-se „Atlasul internațional de nori".

Problema identificării norilor nu este totdeauna ușoară, deoarece tranziția între diferitele genuri de nori este gradată și necesită o supraveghere atentă a dezvoltării și evoluției acestora, deoarece examenul cerului numai la ora de observații este insuficient.

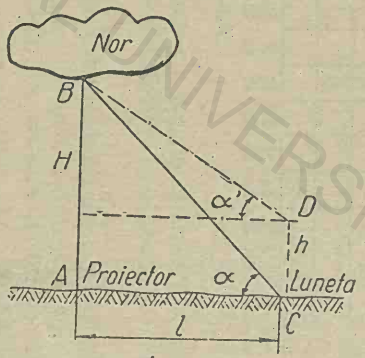
De asemeni, se apreciază cantitatea norilor ce acoperă cerul (nebulozitatea). Unitatea pentru nebulozitate este *„octa"* iar aprecierea nebulozității se efectuează după un cod internațional.

Astfel nebulozitatea mai mică de un octa prezintă urme de nori, iar 8 octa este nebulozitatea maximă, cerul este complet acoperit. Cu cifra 9 se notează cînd cerul este invizibil din cauza ceții.

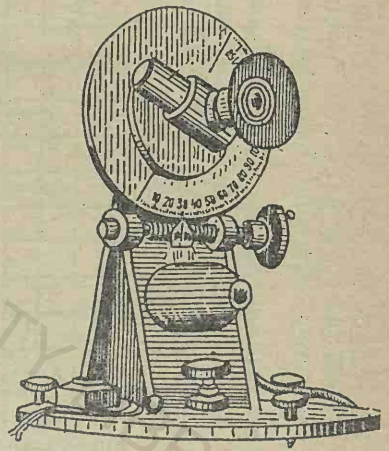


a

Fig. 76. *a* — Proiectorul de nori; *b* — schema măsurării înălțimii norilor; *c* — luneta de vizor



b



c

Instrumente nefoscopice. Pentru determinarea înălțimii norilor a iuțelii și direcției lor de deplasare etc. se folosesc instrumentele nefoscopice (de la nefos-nor).

Înălțimea bazei norilor sau plafonul acestora se determină cu ajutorul *proiectorului de nori* (fig. 76) și a unei lunete de vizare, pe al cărui cadran se poate citi unghiul sub care se vizează o pată luminoasă proiectată pe baza norului. Proiectorul folosește ca sursă de lumină un bec de cel puțin 1 000 W al cărui filament se află în focarul unei oglinzi parabolice, pentru a forma un fascicul de raze paralele.

Determinarea plafonului norului H în timpul nopții este simplă (fig. 76, *b*). Astfel din punctul de observație C de unde se vizează prin lunetă pe nor pata luminoasă B, care este proiectată pe proiectorul situat în A, iar din triunghiul ABC se deduce

$$H = AC \operatorname{tg} \alpha \qquad \text{(VIII. 8)}$$

în care $AC = l$ este de obicei 500 m (baza instalației).

În cazul cînd punctul de observație este situat pe o clădire (în D), înălțimea acesteia h se ia în considerație și se aplică relația :

$$H = l \operatorname{tg} \alpha + h. \qquad \text{(VIII. 9)}$$

Determinarea unghiului α se face cu ajutorul lunetei (fig. 76, *c*), în obiectivul căruia pe firele reticulare se prinde imaginea petei luminoase de pe nor.

Plafonul norilor H se mai poate determina, în cursul zilei, cu ajutorul balonului pilot, în care se introduce o anumită cantitate de hidrogen, care să-i imprime o viteză de ascensiune v de 200 m/minut.

Urmărirea balonului în ascensiune se face cu un binoclu sau cu un teodolit aerologic, cronometrîndu-se timpul t, din momentul lansării balonului pînă în momentul cînd atinge baza norului. Se aplică relația

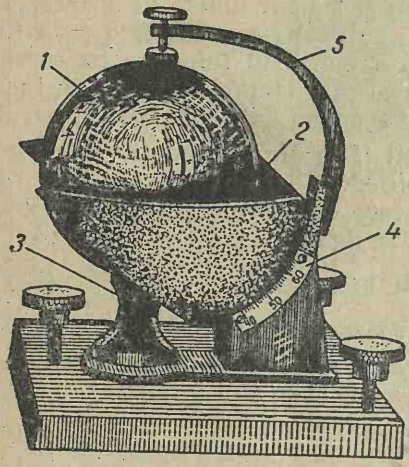
$$H = v \cdot t. \qquad \text{(VIII.10)}$$

Heliograful este un aparat care determină durata de strălucire a Soarelui din care se poate deduce indirect nebulozitatea.

Unul dintre cele mai folositoare este de tipul Campbell-Stokes (fig. 77, *a*) și are ca piesă receptoare pentru razele solare o sferă masivă de sticlă *l*, care are rolul unei lentile convergente.

Concentric cu aceasta se află montura metalică *2*, așezată la o depărtare egală cu distanța focală a sferei de sticlă, astfel că pata focală se va forma pe diagrama, care se fixează în șanțurile monturii, producînd o dungă de arsură intensă pe timp senin, și mai puțin intensă cînd cerul este parțial acoperit cu nori.

Deoarece Soarele în mersul său aparent își schimbă poziția pe bolta cerească, ce depinde de anotimpul respectiv, pata focală va produce arsura mai sus sau mai jos pe montura în care se fixează diagrama.



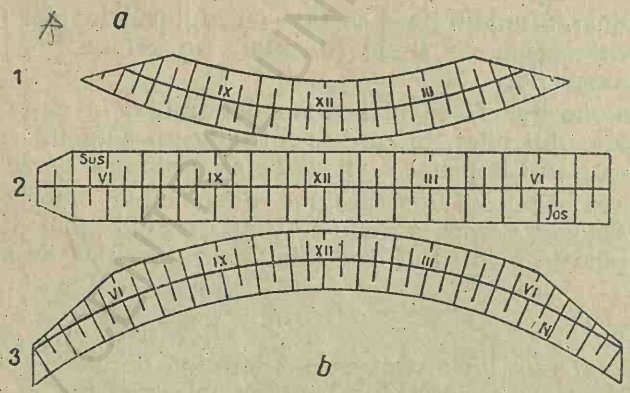


Fig. 77. *a* — Heliograful (Campbell-stokes) ; *b* — heliograme.

Din această cauză pe montura metalică sînt trei perechi de șanțuri, în care se pot introduce după anotimp trei feluri de diagrame (fig. 77, *b)* și anume : 1) de iarnă format mic ce se introduc în perechea de șanțuri superioare, de la data de 20 octombrie — 10 martie ; 2) drepte, în perechea de șanțuri mijlocii, primăvara și toamna de la 11 martie — 20 aprilie și respectiv de la 11 septembrie — 20 octombrie ; 3) curbe lungi, în perechea de șanțuri inferioară, diagramele de vară de la 21 aprilie — 10 septembrie.

Montura metalică a heliografului este fixată pe o placă metalică 3, care se poate aşeza la orizontalitate perfectă prin şuruburile respective. Montura metalică se fixează la latitudinea locului prin intermediul scării respective 4. Pentru orientare pe direcţia nord, aparatul este prevăzut cu vergeaua metalică curbată 5.

Menţionăm că diagramele (care se mai numesc şi heliograme) sînt gradate în ore, astfel că se poate aprecia în ore şi fracţiuni durata cît a strălucit Soarele.

§ 14. Ceilometrul

Ceilometrul este o instalaţie care permite determinarea înălţimii bazei norului (plafonul) între limitele 30—3 000 m, în locul unde se face măsurătoarea. Determinările se pot efectua în cazul cînd nu există ceaţă, pîclă sau precipitaţii abundente.

Principiul de funcţionare al ceilometrului se bazează pe măsurarea intervalului de timp t în secunde, în care un impuls de unde luminoase (impuls de lucru) parcurge distanţa de la dispozitivul emiţător pînă la baza norului şi înapoi la dispozitivul receptor al undelor luminoase. În acest caz înălţimea norului va fi

$$h = \frac{ct}{2},$$

în care :

h este înălţimea norului ;
c — viteza luminii ;
t — intervalul de timp în care impulsul parcurge distanţa pînă la nor, dus şi întors.

Impulsurile luminoase sînt emise pe verticală de un emiţător cu frecvenţa anumită (de obicei 20 Hz). Atingînd baza norului, impulsul luminos este reflectat şi o parte din această energie reflectată ajunge la dispozitivul receptor, unde este transformat în semnal electric, care va apare pe ecranul unui oscilograf catodic.

Ceilometrul este format din următoarele trei părţi :

Emiţătorul (fig. 78, *a*) care posedă piesele necesare pentru emiterea impulsurilor luminoase dirijate. În acest scop acesta este prevăzut cu o oglindă parabolică (cu distanţa focală de 350 mm), al cărui ax este orientat perfect vertical. În focarul oglinzii se află un eclator cu electrozii de wolfram, ale cărui raze sînt reflectate de oglindă sub forma unui fascicul paralel, în direcţia norului, a cărui plafon se măsoară şi pe care se formează o pată luminoasă.

Receptorul este prevăzut cu o oglindă parabolică receptoare, identică cu aceea a emiţătorului. Această oglindă receptoare primeşte

impulsul luminos, reflectat de nor, care este dirijat spre o celulă fotoelectrică, fixată în focarul acestei oglinzi, care va transforma instantaneu impulsurile luminoase în impulsuri electrice.

Întrucît impulsul luminos reflectat este slab ca intensitate, acesta este amplificat de un fotoamplificator (de impulsuri cu bandă largă cu patru etaje), care este cuplat cu celula fotoelectrică.

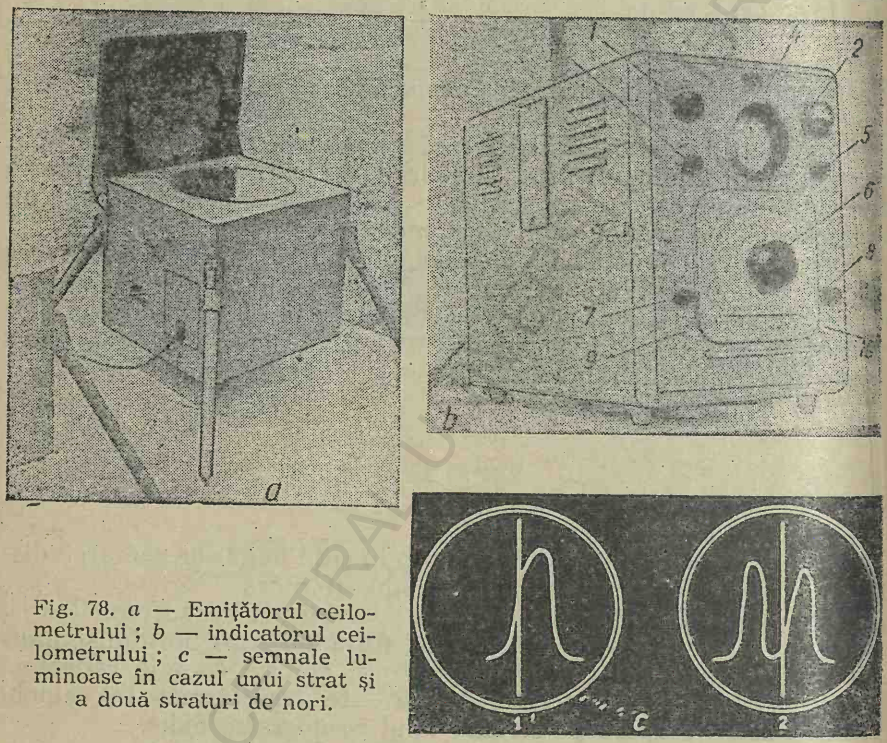


Fig. 78. *a* — Emiţătorul ceilometrului ; *b* — indicatorul ceilometrului ; *c* — semnale luminoase în cazul unui strat şi a două straturi de nori.

Atît piesele emiţătorului cît şi ale receptorului sînt protejate de carcase metalice, cu geamuri, spre a fi ferite de praf şi de precipitaţiile atmosferice.

Indicatorul (fig. 78, *b*) este alcătuit dintr-un oscilograf catodic de impulsuri, cuprinzînd următoarele elemente : un amplificator cu circuite de reţinere la intrare, un generator de baleiaj, un indicator, un generator de înaltă tensiune şi un bloc de alimentare cu energie electrică.

Instalarea aparatului. Atît emiţătorul cît şi receptorul se instalează pe un teren plan, la distanţa de cca 10 m unul de altul, pentru a se evita influenţele reciproce.

Dispozitivul indicator se instalează într-un adăpost, între emiţător şi receptor, la distanţa de cca 12 m, astfel încît întreaga instalaţie să fie dispusă în vîrfurile unui triunghi.

După reglarea dispozitivelor instalaţiei şi cuplarea cablurilor de legătură se lasă să funcţioneze instalaţia timp de 3 minute, pentru a se încălzi. Apoi prin declanşarea unor butoane speciale se deschid capacele de la dispozitivele emiţător şi receptor şi se procedează la luminarea oscilografului catodic al dispozitivului indicator. După aceasta prin rotirea butonului scalei se urmăreşte apariţia semnalului luminos, care este de forma unei curbe sinusoidale şi se face ca aceasta să se suprapună peste linia indicatoare, verticală, ce se află în mijlocul ecranului (fig. 78, c).

Se menţionează că ecranul se menţine luminat, maximum 10 secunde astfel că durata unei determinări nu trebuie să depăşească 4—5 secunde.

Se încetează rotirea butonului şi se citeşte pe scară înălţimea benzii norului, în metri, în dreptul semnului indicatorului de scară. Cifrele scării sînt notate cu cifre în sute de metri şi prin linii mai mici din 20 în 20 m, astfel că plafonul norilor se poate aprecia cu aproximaţie de ± 5 m.

În cazul existenţei pe bolta cerească a două straturi de nori pe ecranul oscilografului apar două impulsuri, iar înălţimea norilor se poate determina separat (fig. 78, c). În astfel de cazuri, timpul afectat determinării este mai mare, însă în nici un caz nu trebuie să depăşească 10 secunde.

CAPITOLUL IX

PRECIPITAŢII ATMOSFERICE

§ 1. Generalităţi

Picăturile de apă şi cristalele de gheaţă, produse ale condensării şi sublimării vaporilor de apă, din atmosfera liberă, care cad pe suprafaţa terestră, se numesc precipitaţii. Precipitaţiile care cad din nori

pot fi sub formă de : ploaie, ninsoare, chiciură, grindină. Tot precipitații sînt și roua, bruma, chiciura etc. care apar pe suprafața Pămîntului sau a obiectelor aflate pe acesta.

După condițiile de formare și felul în care se prezintă se desprind 3 grupe de precipitații :

a. **Precipitații continue.** Acestea cad din norii Altocumulus și Nimbostratus, au o durată mare și sînt caracteristice fronturilor calde.

b. **Aversele,** în general cad din norii Cumulonimbus, au intensitate mare, încep brusc și durează puțin. Acestea apar în urma mișcărilor puternice de convecție.

În averse picăturile sînt mult mai mari decît în precipitațiile continue. Același lucru în ce privește fulgii de zăpadă. Tot în cursul averselor cade uneori și grindină.

c. **Burnițele** cad din norii Stratus și Stratocumulus sub formă de picături foarte mici, ace de gheață sau fulgi foarte fini de zăpadă. Burnițele se produc în interiorul maselor de aer stabile și omogene.

Precipitațiile se mai clasifică și după aspect, așa cum se va arăta mai departe.

§ 2. Mecanismul formării precipitațiilor

S-a arătat că norii alcătuiesc un sistem coloidal și în cazul cînd produsele condensării plutesc în cuprinsul norului și nu ajung la suprafața Pămîntului, atunci norul reprezintă un sistem coloidal stabil, deoarece dintr-un astfel de nor nu cad eventual decît precipitații foarte slabe și numai cînd turbulența este accentuată.

Astfel norii Altocumulus prezintă o stabilitate foarte mare, din cauză că picăturile ce intră în structura lor au același ordin de mărime. Din astfel de nori nu cad niciodată precipitații.

La fel se comportă și norii Cumulus, Stratocumulus și Stratus din care uneori, în urma ciocnirilor frecvente între picăturile ce-i alcătuiesc, acestea se măresc. Mai intervin acțiuni și sarcini electrice, care generează precipitații foarte slabe.

După meteorologul Bergeron, căderea precipitațiilor se produce în urma distrugerii stabilității coloidale a norului. Aceasta se realizează atunci cînd în masa noroasă apar particule eterogene (cristale de gheață, fulgi de zăpadă, ioni etc.).

În cele ce urmează vom arăta modul de formare a precipitațiilor în situații diferite.

a. **Formarea precipitațiilor din nori cu particule lichide.** Datorită mișcărilor verticale puternice, în norii Cumulus și Cumulus congestus sînt întrunite condițiile optime de creștere a diametrului picăturilor. În aceeași măsură însă, norul își păstrează structura omogenă. În cădere, picăturile din nori sînt pulverizate, astfel că în majoritatea cazurilor, ele nu ajung la baza norului, unde predomină picăturile foarte mici. Din acest fel de nori în regiunea latitudinilor noastre, nu cad pe suprafața Pămîntului, decît picăturile care au raza mai mare de 3 mm. Aceste picături se pot forma într-un nor cu extensiunea verticală de 2—3 km și în care iuțeala curentului ascendent nu depășește 8 m/s. Precipitațiile care rezultă sînt însă slabe și nu prezintă importanță. În regiunile tropicale, unde norii Cumulus ajung pînă la altitudinea de 8—10 km, fără ca vîrfurile lor să înghețe, sînt întrunite condiții favorabile de producerea ploilor abundente.

Teoria lui Langmuir susține că o singură picătură devine o sursă de formare a cîtorva picături mai mari. Conform acestei teorii, picăturile care au raza de cca 3 mm se pulverizează și dau naștere unei reacții caracteristice. Astfel, aceste picături în căderea lor către baza norului se fragmentează din care picăturile mai mari, cad sub formă de ploaie, iar cele mai mici sînt antrenate din nou în nor și ating mărimea limită.

Această teorie explică originea averselor puternice din regiunile tropicale. La latitudinile temperate nu se produc averse din norii constituiți numai din picăturile de apă.

Dintre aceștia, cei de tipul Stratus, Stratocumulus și Altocumulus, în care mișcarea ascendentă a aerului are viteza în jurul a 1 cm/s, dau uneori precipitații.

Deoarece acești nori se mențin mai mult timp decît cei de convecție, sînt deci create condițiile creșterii picăturilor, însă grosimea acestor nori este insuficientă pentru a permite dezvoltarea picăturilor mai mari.

b. **Formarea precipitațiilor din norii alcătuiți din particulele solide de gheață.** În astfel de nori, condițiile creșterii diametrului picăturilor și deci a căderii precipitațiilor sînt mai favorabile, deoarece în norii de gheață se atinge starea de suprasaturație mai accentuată, decît în cazul norilor formați numai din picături de apă.

Astfel, dacă umezeala relativă este 100% în raport cu picăturile de apă, pentru gheață este 122% la temperatura de —20 °C.

În același timp, cristalele de gheață au suprafața mai mare, decît picăturile de apă și deci pot capta picăturile. Mai mult chiar, cristalele de gheață se pot dezvolta și prin sublimarea vaporilor de apă, în

norul respectiv. În aceste condiții apar fulgii de zăpadă care ating dimensiuni destul de mari.

În cădere fulgii întîlnesc straturi de aer mai calde, se topesc și se evaporă.

Norii formați din particule solide, care au grosimea peste 0,5 km, dau o cantitate de precipitații de 1—2 mm/h (sub formă de zăpadă, în anotimpul rece).

În anotimpul călduros, acest fel de precipitații se evaporă pe parcurs.

Norii superiori neavînd o umezeală suficientă practic nu pot da naștere la precipitații.

c. **Formarea precipitațiilor din norii cu structură mixtă (care conțin apă în faza lichidă și solidă).** În regiunea latitudinilor temperate, precipitații abundente cad în general din norii Cumulonimbus și Nimbostratus cu structură mixtă. Prin ascensiunea verticală, norul atinge nivelul cristalelor de gheață, care în anotimpul călduros se află la înălțimea de 5—6 km.

În anotimpul rece acest nivel poate coborî chiar la suprafața Pămîntului. În același timp în astfel de nori picăturile de apă pot rămîne în stare de suprarăcire, chiar la temperaturi mai coborîte de —20 °C. Prin apariția fazei solide, echilibrul coloidal al norului se strică, deoarece vaporii de apă sublimează pe cristalele de gheață formîndu-se fulgii de zăpadă. În căderea lor lentă, fulgii de zăpadă trec prin regiunea norului cu picături suprarăcite, pe care le înglobează mărindu-și greutatea, rezultatul final fiind căderea precipitațiilor.

§ 3. Factorii care determină creșterea picăturilor în nori

Picăturile de apă ce intră în constituția norilor au diametrul foarte mic (20—40 μ), față de acel al picăturilor de ploaie (200 μ—3,5 mm), astfel că este necesar să se studieze factorii care determină creșterea picăturilor din nori, care dau naștere precipitațiilor.

În primul rînd, rolul principal în mărirea elementelor germen ale norilor îl au procesele de condensare și de sublimare a vaporilor de apă prin depunerea pe suprafața acestor elemente a moleculelor de vapori de apă.

Creșterea acestor elemente din nori este mai rapidă în prezența picăturilor suprarăcite și a cristalelor de gheață (deoarece tensiunea maximă a vaporilor de apă este mai mare deasupra apei, decît deasupra gheții).

În al doilea rînd, după ce picăturile de apă și cristalele de gheață s-au mărit (atingînd diametrul de 40—120 μ) se produce procesul contopirii sau coagulării elementelor din nori. Această coagulare este gravitațională sau cinematică, deoarece este consecința diferenței dintre vitezele de cădere ale elementelor norului.

O oarecare acțiune asupra contopirii elementelor din nor o au și presiunea hidrodinamică, precum și mișcarea turbulentă și cea browniană.

Prin coagulare, picăturile și cristalele de gheață cresc pînă la cîțiva mm, iar fulgii de zăpadă și boabele de grindină pînă la cîțiva cm.

§ 4. Viteza de cădere a picăturilor

Picăturile fine și cristalele de gheață din nori care se află în suspensie în atmosferă sînt sub influența următoarelor forțe : a) exterioare (de gravitație, electrostatice etc.) ; b) de rezistența pe care o opune aerul și c) de interacțiunea particulelor.

Ultima categorie de forțe are o acțiune neglijabilă față de celelalte două.

Pentru viteza de cădere v a picăturilor s-a stabilit următoarea relație

$$v = \frac{2g \cdot \rho_l r^2}{9\mu}, \qquad \text{(IX.1)}$$

în care înlocuind valorile $g = 981$ cm/s^2, $\rho_l = 1$ g/cm^3, μ=coeficientul de viscozitate moleculară ($1{,}72 \cdot 10^{-4}$ g/cm · s) și r=raza picăturii, se obține

$$v = 1{,}26 \cdot 10^6 \cdot r^2 \qquad \text{(IX.2)}$$

în care v se exprimă în cm/s și r în cm.

Această relație concordă cu rezultatele experimentale, pentru vitezele de cădere ale picăturilor sferice cu razele de 10^{-5} și $5 \cdot 10^{-3}$ cm. În cazul picăturilor mai mari, această relație nu se confirmă în întregime, acestea căzînd cu o viteză mai mică.

Pentru ca precipitațiile să cadă la pămînt este necesar, în primul rînd, ca viteza de cădere a particulelor să fie mai mare decît viteza curenților ascendenți și în al doilea rînd, picăturile și fulgii de zăpadă trebuie să parcurgă drumul de la nor pînă la suprafața solului, fără să se evapore prea mult.

Pentru aceasta picăturile de ploaie trebuie să aibe raza peste 100 μ, iar fulgii de zăpadă greutatea de 0,4—0,6 g.

Legătura dintre felul precipitațiilor, raza particulelor și viteza de cădere a acestora este dată în tabelul 25.

Tabelul 25

Legătura dintre mărimea particulelor și viteza la cădere a precipitațiilor

Felul precipitațiilor	Raza particulelor mm	Viteza de cădere m/s
Averse	1,5 —3,5	6—8
Ploaie continuă	0,3 —2,0	4—6
Burniță	0,05—0,25	0,3—2,0

§ 5. Schema formării precipitațiilor

Pentru a avea o imagine mai clară asupra proceselor de formare a precipitațiilor vom indica „schema celor patru stadii" și anume :

a) Stadiul uscat ; b) stadiul ploii ; c) stadiul grindinii și d) stadiul zăpezii.

Stadiul uscat se referă la zona în care ascensiunea aerului se face după adiabata uscată, pe care gradientul termic vertical este 1°/100 m. Stadiul ploii se află între nivelul de condensare și înălțimea izotermei de 0 °C. În această zonă variația temperaturii aerului în urcare, se oscilează în jurul valorii 0 °C.

Stadiul grindinei se referă la zona, în care, temperatura aerului oscilează în jurul valorii 0°C.

Stadiul zăpezii se află în zona cu temperatura mai joasă de 0°.

Această schemă se aplică în cazul calculelor termodinamice ; ea înfățișează în mod simplificat mecanismul formării picăturilor de ploaie, a grindinei și fulgilor de zăpadă. Astfel că s-a adoptat schema Bergeron-Findeise, după care rolul principal în formarea precipitațiilor este atribuit fazei solide din norul mixt, atunci cînd se află în prezența picături de apă subrăcite și cristale de gheață. În acest caz în nori se produce procesul de distilare a vaporilor de pe picăturile de apă pe cristalele de gheață, care se măresc și cad sub formă de precipitații.

Precipitațiile iau naștere și din norii formați din picături de apă sau cristale de gheață, dacă extensiunea lor verticală este suficient de

mare, pentru a produce particule a căror viteză de cădere este mai mare decît viteza curenţilor ascendenţi.

Conform acestei scheme, la temperaturi negative toţi norii sînt alcătuiţi din picături suprarăcite şi atît timp cît în ascensiunea lor nu ating nivelul cristalelor de gheaţă sau stratul respectiv nu conţine nuclee de sublimare nu se produc precipitaţii.

§ 6. Consideraţii asupra principalelor forme de precipitaţii

Din cele analizate deducem că precipitaţiile nu se pot forma decît în norii cu structură fizică eterogenă, atît în ceea ce priveşte diametrul elementelor componente, cît şi ca stare de agregare a acestora. Astfel se explică faptul că precipitaţiile nu cad din tot felul de nori. Totuşi şi norii cu structură omogenă (St şi StC) dau precipitaţii slabe. Cele mai importante precipitaţii sînt ploaia şi zăpada, care cad din norii cu structura coloidal instabilă (fig. 79).

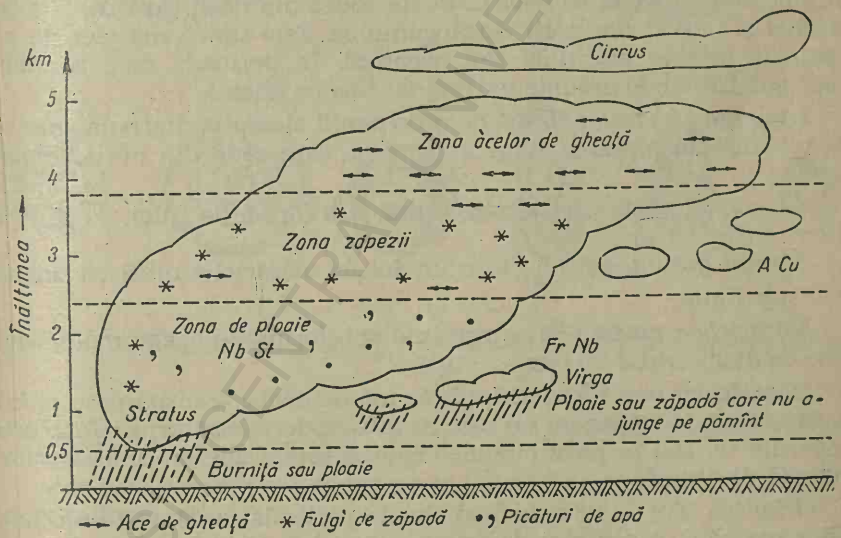


Fig. 79. Structura norului de precipitaţii.

Temperatura de la baza norului, precum şi a stratului de aer, dintre nor şi suprafaţa terestră, condiţionează forma precipitaţiilor, după cum temperatura este pozitivă sau negativă. Bineînţeles că mai intervin umezeala şi turbulenţa aerului. Fulgii de zăpadă se formează în

general, la partea superioară a norului, de unde în cădere cresc mult în interiorul masei noroase, deoarece întîlnesc, pe parcurs picături suprarăcite și trec prin straturi de aer cu umezeală mare. Fulgii mai cresc și în urma ciocnirilor ce se produc între ei.

Uneori, mai ales vara, precipitațiile în cădere se evaporă, deși se văd căzînd din nori sub forma unor fîșii, pînă la o anumită înălțime, fără a atinge suprafața Pămîntului. Acest fel de precipitații poartă denumirea de *virga*.

Picăturile de ploaie au, în general, diametrul cuprins între 2 și 5 mm și mai rar, pînă la 7 mm. În interiorul masei noroase, picăturile de apă pot atinge dimensiuni mult mai mari, dar în cădere, din cauza rezistenței aerului, se fragmentează.

După aspect, precipitațiile se clasifică după cum urmează (indicăm și semnele cu care acestea figurează pe hărțile meteorologice):

Ploaia (.) cade sub formă de picături lichide.

Burnița (,) este o formă lichidă de precipitații cu picături extrem de fine cu diametrul sub 400 μ. Poate cădea din norii Stratus, Nimbostratus și uneori din norii Stratocumulus. Este tipică maselor de aer cald, de origine maritimă sau oceanică. În perioada rece a anului cade sub forma de grăunțe extrem de fine de gheață.

Lapovița (⁎) este o formă de precipitații alcătuită dintr-un amestec de picături de ploaie și fulgi de zăpadă, care cade din norii Nimbostratus.

Zăpada (⁎) este precipitație solidă sub formă de fulgi, cu aspecte diferite (fig. 80, *a*).

Zăpada grăunțoasă (△) este un fel de măzăriche mică cu diametrul sub 1 mm.

Măzărichea moale (⁑) se prezintă sub formă de boabe moi, opace, albe cu diametrul 2—5 mm.

Măzărichea tare (▽) cade sub formă de boabe transparente numai la suprafață, la mijloc cu un nucleu alb. Se formează prin sublimarea vaporilor de apă în jurul cristalelor de gheață. Cade din norii cu turbulență dinamică.

Grindina (△) se produce mai ales în perioada caldă, în urma invaziilor maselor de aer reci de origine oceanică. Grindina este formată din particule de gheață cu diferite forme (fig. 80, *b*).

Structura elementului grindinei dă indicații precise asupra condițiilor ei de formare. Fiind format din straturi concentrice, arată stadiile prin care trece, începînd de la cristalul de gheață, pînă ce ajunge la greutatea necesară, pentru a învinge curenții ascendenți puternici, care îl poartă prin norul de furtună Cumulonimbus. Elementul de

grindină creşte mult în greutate, cînd trece prin stratul cu picături de apă suprarăcite. Este purtat în sus şi în jos în interiorul norului de mai multe ori de curenţii ascendenţi şi descendenţi, pînă cînd greutatea sa poate învinge rezistenţa curenţilor şi să cadă pe Pămînt.

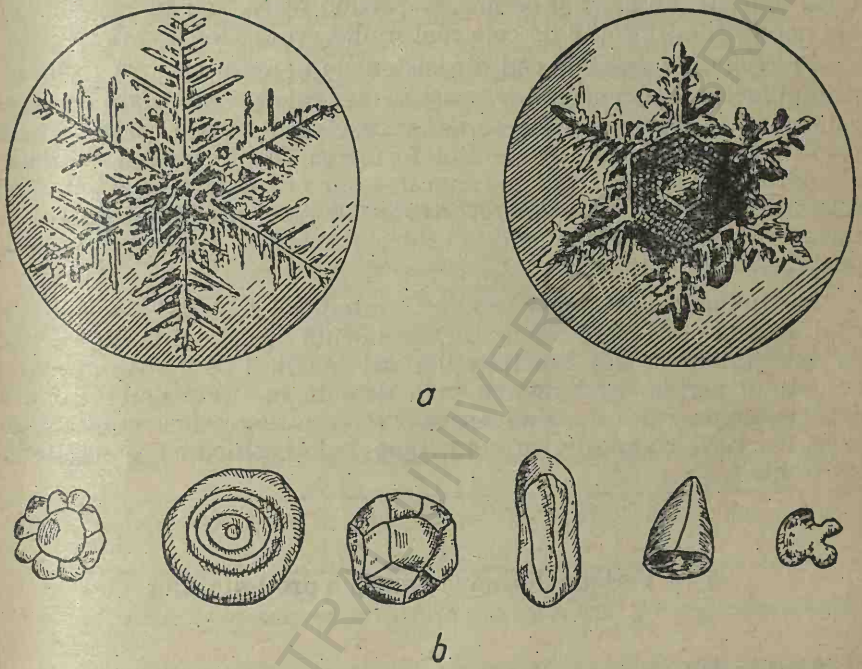


Fig. 80. *a* — fulgi de zăpadă măriţi ; *b* — diferitele forme ale elementelor grindinii.

Ploaia îngheţată (△) este alcătuită din particule sferice de gheaţă transparente cu diametrul 1—3 mm.

Acele de gheaţă (↔) sînt cristale foarte fine de gheaţă cu structura neramificată.

§ 7. Clasificarea precipitaţiilor

Criteriile de clasificare a precipitaţiilor mai sînt legate de starea de agregare : precipitaţii lichide, solide şi mixte.

— De condiţiile de formare : de convecţie, frontale şi de relief.

— De caracterul lor : slabe, moderate, torenţiale.

Precipitațiile de convecție, cad din norii Cumulonimbus, rezultați din mișcările ascendente puternice, care iau naștere în interiorul maselor de aer cu instabilitate termică pronunțată. Ele nu cad pe zone întinse, dar se produc în cantități mari și într-un interval scurt. Acest gen de precipitații cad deasupra regiunilor de continent, de obicei în cursul după amiezii. Pe mări și oceane se produc seara, sau în primele ore ale nopții, fiind însoțite de cele mai multe ori de descărcări electrice.

Precipitațiile frontale cad din sistemele noroase care se formează prin alunecarea ascendentă a masei de aer cald pe suprafața de separație dintre aceasta și masa de aer rece. Aceste mișcări sînt de tipul forntului cald, care au ca rezultat formarea de precipitații continue, abundente, de lungă durată, pe suprafețe cu o rază de 3—400 km. Cînd mișcările ascendente se datoresc frontului rece, precipitațiile au caracter violent, sînt abundente, au durata scurtă și nu se extind decît pe o rază de 60—100 km.

Precipitațiile de relief se produc în interiorul aceleiași mase de aer, cînd aceasta efectuează o mișcare ascendentă determinată de formele de relief (munte, deal). Precipitațiile cad de obicei pe versantul expus curentului aerian, cînd răcirea prin detentă în urma ascensiunii, a depășit temperatura de condensare. Prezența lanțurilor muntoase în calea fronturilor atmosferice contribuie la intensificarea precipitațiilor frontale.

§ 8. Variația diurnă și anuală a precipitațiilor

Precipitațiile atmosferice prezintă o mare variabilitate în timp, legată de factorii atmosferici care înlesnesc apariția norilor și duc la creșterea elementelor din nori.

Variația diurnă a precipitațiilor prezintă un mers analog cu cel al nebulozității. Astfel, deasupra întinderilor mari de uscat, precipitațiile prezintă valori minime în timpul nopții și maxime în cursul după amiezii. Între acestea se mai intercalează dimineața, cîte un maxim și un minim secundar. Pe oceane variația diurnă a precipitațiilor prezintă un maxim în cursul nopții și un minim ziua.

Variația anuală a precipitațiilor. În cursul unui an, precipitațiile atmosferice cad diferit de la un anotimp la altul, și de la o regiune la alta a globului. Astfel în regiunea ecuatorului se produce în timp de un an o dublă oscilație, cu două maxime (aprilie și noiembrie) și două minime (ianuarie și iulie).

În regiunile tubtropicale se produce un minim vara și un maxim iarna. La latitudinile mijlocii, deasupra continentelor se observă o valoare maximă în anotimpul călduros și una minimă, iarna.

Deasupra oceanelor, în regiunea latitudinilor mijlocii și mari, precipitațiile prezintă un mers uniform tot timpul anului. În țara noastră, mersul anual al precipitațiilor se încadrează în regimul continental al latitudinilor cu climat temperat, cu o valoare maximă vara (în iunie) și una minimă iarna (în februarie). Anotimpurile de tranziție (primăvara și toamna) primesc, în general, cam aceeași cantitate de precipitații, primăvara ceva mai multă decît toamna

§ 9. Distribuția precipitațiilor pe suprafața Pămîntului

Pentru a ilustra repartiția precipitațiilor ce cad pe suprafața terestră în timp de un an, se întocmesc hărți pe care se trasează izoliniile (numite izohiete), care scot în evidență anumite precipitații.

Datele următoare indică cantitățile medii anuale de precipitații, în mm, pentru diferitele latitudini din emisfera nordică.

Latitudinea	0—10°	10—200	20—30°	30—40°	40—50°	50—60°	60—70°	Media
Cantitatea mm	1 450	840	590	660	740	630	270	770

Menționăm că grosimea stratului de apă de 1 mm, corespunde la 1 l/m².

Pentru întreg globul terestru, s-a găsit că apa căzută într-un an atinge grosimea unui strat de 1 000 mm.

În figura 81 este reprezentată harta cu repartiția precipitațiilor pe suprafața globului terestru, din care rezultă caracterul neregulat al acesteia.

Cea mai bogată regiune în precipitații este zona ecuatorială, care în mijlociu primește 1 000—1 500 mm/m², iar în unele regiuni atinge chiar 4 000 mm/m² (insulele Havai). În regiunile tropicale precipitațiile scad simțitor, iar în regiunile temperate cresc. Spre poli, cantitatea anuală a precipitațiilor scade simțitor.

Repartiția precipitațiilor este dictată de doi factori : de umiditatea aerului și de mișcările ascendente, care sînt rezultatul circulației ciclonice. Maximul absolut al precipitațiilor anuale a fost înregistrat la Cerapund (în India) 12 700 mm/m² și cea mai mică la Antofagasta (Chile) 1 mm/m² pe an.

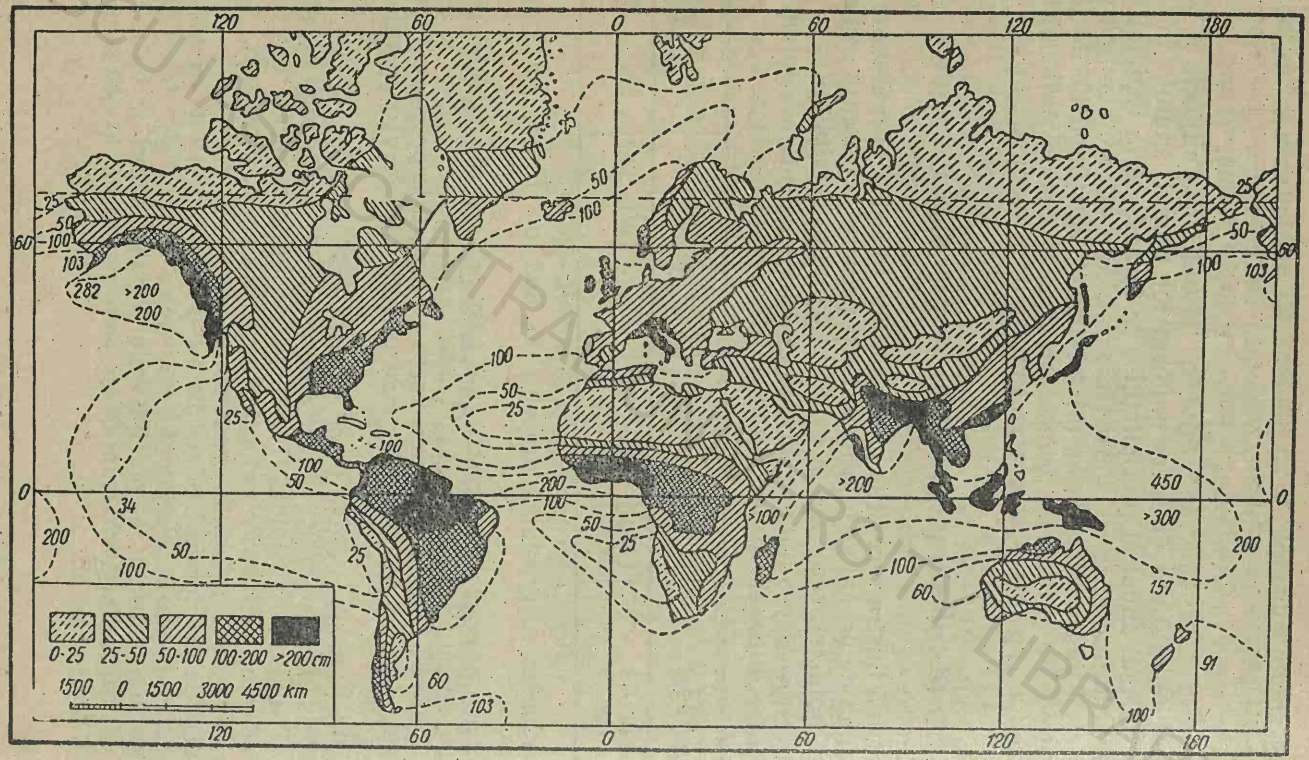


Fig. 81. Repartiția anuală a precipitațiilor pe globul terestru.

Repartiția precipitațiilor în țara noastră (fig. 82). Cea mai mare cantitate de precipitații cade în regiunea muntoasă. Astfel în masivul muntos din Maramureș, precipitațiile anuale depășesc 1 200 mm/m².

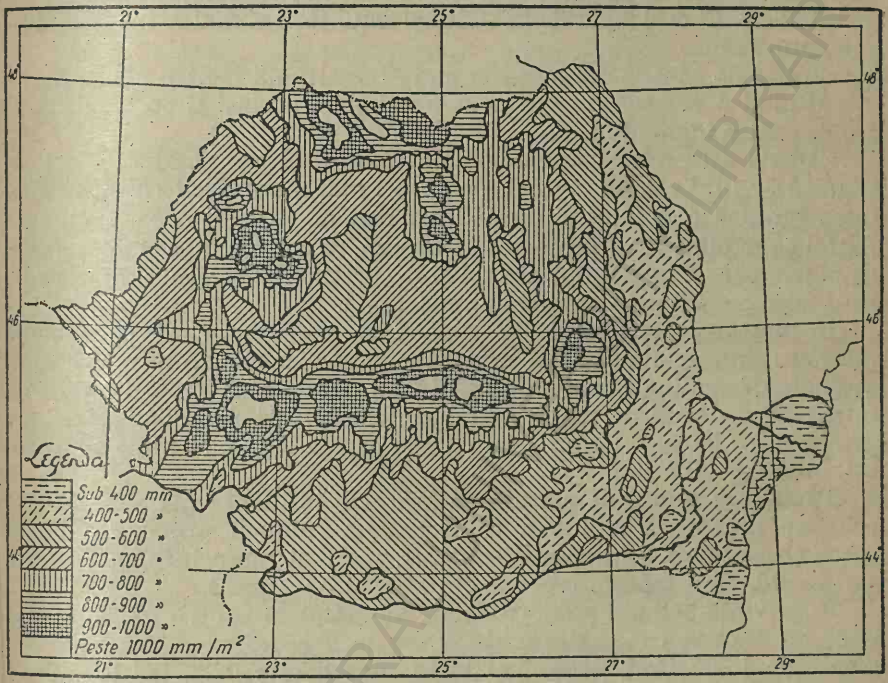


Fig. 82. Repartiția anuală a precipitațiilor în România.

În Bărăgan media anuală a precipitațiilor oscilează între 500—600 mm/m², iar pe litoral și delta Dunării cad cele mai mici cantități (300—400 mm/m²).

§ 10. Stratul de zăpadă

Zăpada se depune sub formă de strat continuu, dacă temperatura scoarței terestre și a straturilor de aer învecinate cu aceasta este mai mică decît 0 °C. Zăpada cade aproape pretutindeni în regiunile uscate ale latitudinilor noastre și uneori se formează și în regiunile subtropicale (Asia Mică, sudul Greciei și Italiei).

La nord de paralele 45°, stratul de zăpadă are o durată medie de o lună, iar dincolo de cercul polar de 6 luni.

În țara noastră stratul de zăpadă are grosimea variabilă chiar și în regiunile de șes, depinzînd de climatul fiecărei regiuni, oscilînd între 40—100 cm. El este mai mic în sudul și estul țării și mai mare în regiunile muntoase.

Stratul de zăpadă are o foarte mare importanță pentru agricultură, constituind o rezervă de apă pentru sol și în același timp și un protector contra înghețului.

Zăpada este rea conducătoare de căldură și are conductibilitatea termică $3 \cdot 10^{-4}$ cal/cm · s · grd, de 10 ori mai mare decît conductibilitatea termică a aerului și de 100 ori mai mică decît acea a solului. Astfel se explică rolul protector al zăpezii, care diminuează adîncimea de pătrundere a înghețului din sol și deci reținerea stratului de zăpadă pe ogoare constituie o problemă importantă.

În meteorologie stratul de zăpadă se caracterizează prin două mărimi : prin grosimea sa și prin densitatea zăpezii. Pe baza acestora se poate determina rezerva de apă în sol. Densitatea zăpezii oscilează între valori destul de mari. Astfel pentru zăpada proaspătă este cuprinsă între 0,04—0,1 g/m^3, pentru cea care a stat mai mult timp pe sol, între 0,6—0,7 g/m^3.

Topirea stratului de zăpadă se face sub influența maselor de aer cald, ce invadează regiunea respectivă, a căldurii provenite de la soare și a ploilor. Din acești 3 factori, cea mai mare influență o are aerul cald, care topește cca 2/3 din stratul de zăpadă.

În privința acțiunii ploii, calculele au arătat că pentru topirea unui strat de zăpadă cu grosimea de 40 cm este necesară o cantitate de ploaie de 1 600 l/m^2, dacă densitatea zăpezii este 0,25, iar temperatura ploii 5 °C. Rezultă deci că în topirea zăpezii, influența ploii este neînsemnată.

Grosimea stratului de zăpadă topită Z, se află cu ajutorul relației

$$Z = \frac{0{,}1\, h\, t^\circ}{dL}, \qquad \text{(IX.3)}$$

în care h și t° reprezintă cantitatea de ploaie (în mm sau l/m^2) și temperatura acesteia, d este densitatea zăpezii și L căldura latentă de topire a zăpezii.

§ 11. Ploaia artificială

Am văzut cît de complicat este mecanismul formării precipitațiilor și deci ne putem da seama că reproducerea acestor procese atmosferice implică consumul unei mari cantități de energie.

Între alții cercetătorul Z. L. Turketti a calculat consumul de energie necesar pentru formarea ploii, în cazul atmosferei stabile. El a dedus că pentru producerea a 40 km^3 apă, ținînd cont că la fiecare m^3 de aer rezultă 10 gr apă, este necesar a se ridica pînă la nivelul de condensare cel puțin $40 \cdot 10^{14}$ m^3 aer (presupunînd că nivelul de condensare se află la 1 km înălțime).

Pentru realizarea acestui proces trebuie să intre în joc o energie calorică de $5 \cdot 10^{16}$ cal, care ar rezulta din arderea a unui milion tone petrol.

Acest exemplu arată, cît de costisitoare este punerea în practică a acestui experiment.

Experimentările asupra producerii ploii artificiale se referă la impulsionarea declanșării fenomenelor existente în interiorul norului.

Ploaia artificială este posibilă numai în condiții meteorologice bine determinate. Astfel mișcarea ascendentă a aerului umed, necesară pentru producerea norilor, impune o stare fizică convenabilă a norului (turbulență puternică, coexistența fazelor apei suprarăcite și a gheții, conjugată cu condiții prielnice căderii precipitațiilor la sol.

Există două cazuri, în care ploaia nu se produce în mod natural, deoarece nu sînt întrunite condițiile de producere :

a) În norii care au temperatura mai mică de 0 °C, însă în care nu există nici un cristal de gheață.

b) În norii care au temperatura mai mare de 0 °C și care au turbulența slabă.

În primul caz norul poate să dureze mult timp sub formă de picături suprarăcite, deoarece echilibrul nu poate fi distrus decît în urma unui impuls.

În stadiul actual, omul nu dispune de energia pe care o poate declanșa natura. Astfel pentru a răci cu 1° un nor cu lungimea bazei de 12 km, lățimea de 4 km și înălțimea de 500 m, ar trebui să se pulverizeze în nor 100 000 tone zăpadă carbonică.

Deci în norii în care cristalele de gheață sînt absente, pentru distrugerea echilibrului este necesar să se introducă nuclee de coagulare în cantitate suficientă (de iodură de argint, aer lichid, bioxid de carbon solid etc.), stimulîndu-se astfel procesele de precipitare.

În cazul al doilea, cînd norul are temperatura pozitivă, dacă în masa noroasă se pulverizează picături de apă răcite, cu diametrul mai mare decît al picăturilor din nor, procesul creșterii și deci al căderii picăturilor devine posibil.

În concluzie, problema ploii artificale nu este complet rezolvată din cauza cheltuielilor mari, însă cercetările din domeniul utilizării energiei atomice în scopuri pașnice, vor rezolva, poate în viitorul apropiat și această problemă.

§ 12. Instrumente pentru măsurarea precipitațiilor

Măsurarea cantităților de apă provenită din precipitațiile atmosferice se efectuează cu pluviometrul, și ea se exprimă prin grosimea stratului de apă ce s-ar depune în sol în mm, presupunînd că nu se produc evaporări și infiltrații sau scurgeri. Precipitațiile solide se măsoară prin grosimea stratului de apă, rezultat din topirea acestora. Grosimea stratului de apă, în determinările pluviometrice se mai exprimă și în litri, deoarece 1 mm grosime al stratului de apă este egal cu 1 litru de apă de pe suprafața de 1 m². În rețeaua de stații meteorologice se utilizează pluviometrul tip I.M. (fig. 83) care este

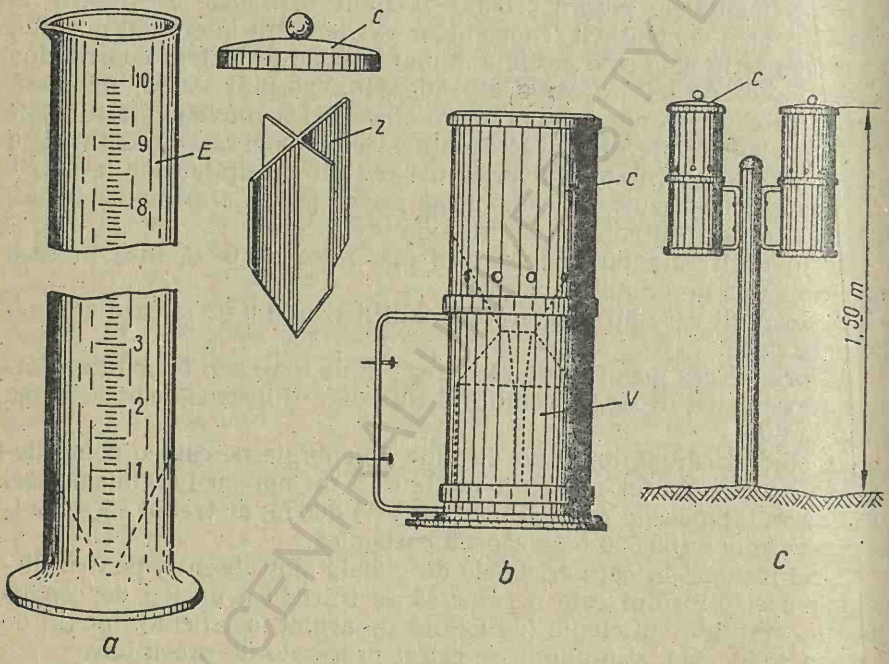


Fig. 83. *a* — eprubeta pluviometrică ; *b* — pluviometrul *IM* ; *c* — instalarea pluviometrului.

confecționat din tablă de zinc, cuprinzînd următoarele piese : corpul pluviometrului *C*, vasul colector *P*, dispozitivul de zăpadă *Z* și eprubeta *E*.

Corpul pluviometrului *C*, este un cilindru cu lungimea de 40 cm, prevăzut la partea superioară cu un inel de alamă, ascuțit

cu diametrul de 159,5 mm, ceea ce corespunde unei suprafețe receptoare, pentru precipitații, de 200 cm². La exterior, cilindrul mai mare este prevăzut cu două inele metalice 1,2 care au cîte o ureche în care pătrund capetele suportului *S* pentru fixarea pluviometrului.

Tot pe corpul pluviometrului, deasupra inelului superior se află orificiile *O*, care asigură ventilația pluviometrului, în scopul de a anihila evaporarea apei. De pereții interiori ai corpului pluviometric se află sudată pîlnia *P* al cărui tub de scurgere, pătrunde în interiorul vasului colector.

Corpul pluviometric este prevăzut și cu capacul *c*, cu care se acoperă unul din cele două pluviometre cu care este dotată o stație și care se descoperă, atunci cînd se efectuează măsurătoarea la pluviometrul care a funcționat fără capac și în care au căzut precipitațiile.

Colectorul *V* este un vas cilindric cu capacitatea de 2,5 l, terminat cu o parte tronconică. Pe partea cilindrică a acestuia se află trei proeminențe, dispuse la 120° una de alta. Acestea sînt penele de centrare, care au rolul de a-l menține concentric și la oarecare depărtare de pereții corpului pluviometric, în scopul de a diminua încălzirea apei colectoare și deci a evaporării acesteia.

Dispozitivul de zăpadă *Z* este format din două plăci de tablă de zinc, dispune cruciș, tăiate la partea inferioară, astfel ca să se înscrie exact în pîlnia receptoare a corpului pluviometric. Acest dispozitiv se folosește numai în timpul iernii cu scopul de a se ameliora spulberarea zăpezii.

Eprubeta pluviometrică *E* este un cilindru de sticlă care permite măsurarea apei ce se scurge în vasul colector (sau provenită din topirea precipitațiilor solide). Pe eprubetă sînt gradate 100 diviziuni, care din 10 în 10 sînt marcate cu cifre. Intervalul dintre două cifre consecutive reprezintă grosimea stratului de apă în mm, care a căzut pe suprafața de 200 cm². Întrucît eprubeta este raportată la această suprafață, milimetrii de pe aceasta, exprimă mm/m² și deci l/m².

Pluviometrul Tretiakov are corpul pluviometric asemănător cu pluviometrul I.M. avînd în jurul vasului pluviometric un ecran format din 16 palete trapezoidale, în scopul diminuării acțiunii vîntului și a spulberării precipitațiilor (fig. 84).

Pluviograful este aparatul care înregistrează durata și intensitatea precipitațiilor lichide. Sînt mai multe tipuri de astfel de aparate R.D.G., U.R.S.S., etc., însă principiul de funcționare al acestora este identic. Vom descrie numai pluviograful Junkalor de fabricație R.D.G. (fig. 85).

Acesta este format din pîlnia receptoare R cu suprafaţa de 200 cm² în care cad precipitaţii ce se scurg în tubul S în vasul colector G. În acesta se află un plutitor metalic uşor, solidar cu tija pe care este fixată pîrghia peniţei înregistratoare.

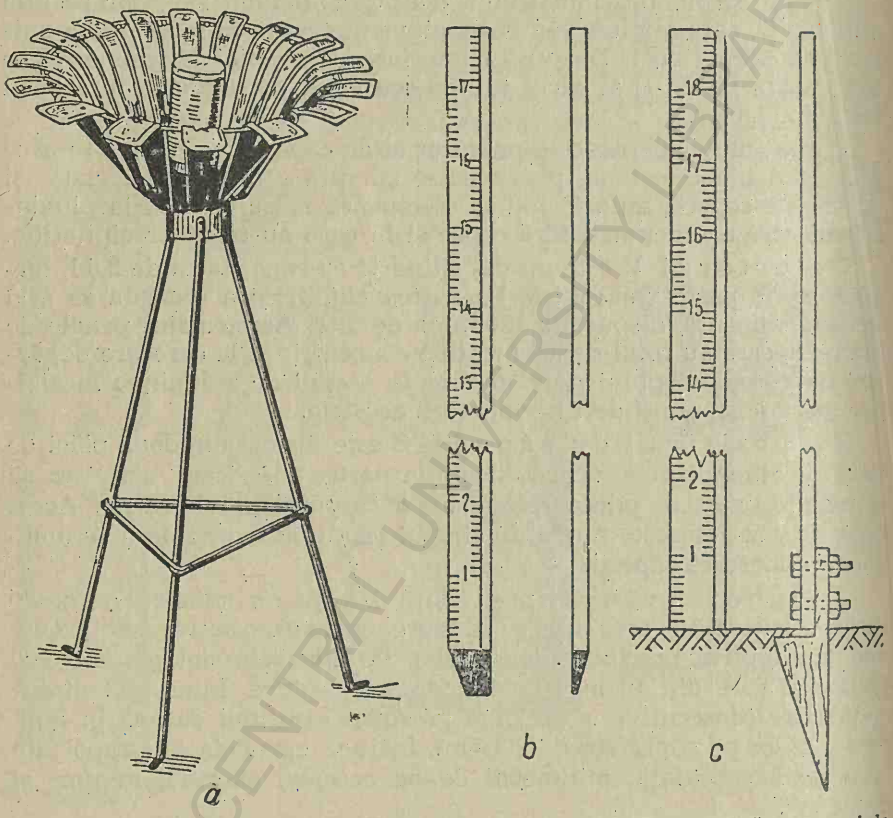


Fig. 84. *a* — Pluviometrul Tretiakov ; *b* — rigla zăpadă portativă ; *c* — rigla fixă.

Apa curgînd în vasul colector, ridică plutitorul şi pîrghia peniţei înscrie pe diagrama fixată pe mecanismul de ceasornic T, cantitatea de ploaie în mm. Cînd peniţa înregistratoare ajunge în dreptul diviziunii 10 mm pe diagramă, se produce sifonarea apei, prin tubul de sifonare H, iar peniţa cade la zero şi înregistrarea continuă, în cazul cînd ploaia persistă. Piesele pluviografului sînt fixate pe placa metalică P, fiind protejate de o carcasă metalică cilindrică.

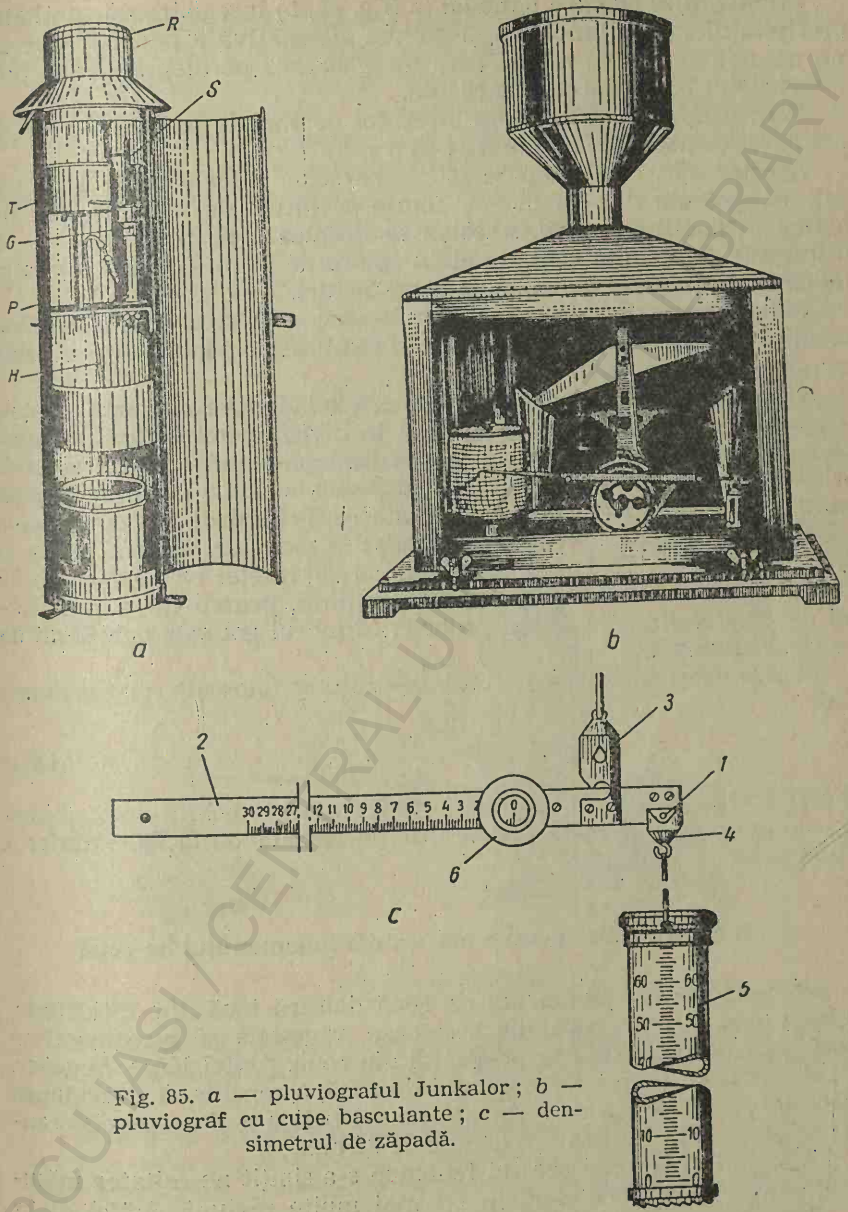


Fig. 85. *a* — pluviograful Junkalor ; *b* — pluviograf cu cupe basculante ; *c* — densimetrul de zăpadă.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Pluviograful cu cupe basculante (fig. 85, *b*) înregistrează cantitatea precipitaţiilor prin umplerea şi golirea alternativă a cupelor, care au un anumit număr de mm şi care înregistrează pe diagramă sau prin intermediul unui contur, apa căzută.

Pentru măsurarea grosimii stratului de zăpadă se folosesc riglele nivometrice portative şi fixe (fig. 84 *a* şi *b*).

Acestea sînt confecţionate din lemn şi au dimensiunile 180×6×2 cm, gradate din cm în cm, fixate pe ţăruşi de lemn în pămînt, numai în anotimpul rece. Acestea se instalează pe platforme cîte 3, dispuse în triunghiul echilateral cu latura de 10 m. Grosimea stratului de zăpadă este dată de media celor 3 citiri.

Riglele portative au dimensiunile mai mici 150×4×2 cm fiind ascuţite la capătul care se introduce în stratul de zăpadă şi prevăzute cu o garnitură de tablă.

Densimetrul de zăpadă (fig. 85, *c*) este o balanţă romană cu braţele neegale (*1* şi *2*). Braţul *2* este gradat în diviziuni mici, fiecare corespunzînd la 5 grame. Pe braţul mic al balanţei se află cuţitul acesteia la care se ataşează dispozitivul de suspensiune *3*. La capătul braţului scurt este fixat suportul *4* la care se ataşează cilindrul *5* pentru luarea probelor de zăpadă. Acesta este gradat la exterior din cm în cm şi are diametrul de 79,8 mm, corespunzînd suprafeţei receptoare de 50 cm². Gura cilindrului este prevăzută cu dinţi, pentru ca să taie stratul de zăpadă din care se iau probele. Cilindrul gol este echilibrat de contragreutatea *6*.

Pentru determinarea densităţii zăpezii *d* se foloseşte relaţia cunoscută

$$d = \frac{m}{v} = \frac{5n}{50i} = \frac{n}{10i}, \qquad \text{(IX.4)}$$

în care *n* este numărul diviziunilor (de 5 grame) ce echilibrează zăpada din cilindru şi *i* înălţimea stratului de zăpadă citită la exteriorul cilindrului.

§ 13. Instrumente pentru măsurarea fenomenului de rouă

Interesul pentru fenomenul de rouă datează încă din antichitate, întrucît mai ales în regiunile secetoase, vegetaţia se menţine timp îndelungat, numai prin apa provenită din rouă. Astfel Kurt Wegener, din observaţiile asupra fenomenului de rouă, a conchis că în regiunea latitudinilor de 30°, roua formează pe sol băltoace şi a apreciat cantitatea de rouă la 5 litri/m² în decurs de 24 ore.

Datorită importanţei acestui fenomen s-a simţit necesitatea măsurării temperaturilor de rouă în cît mai multe regiuni. Astfel că în

decursul timpului s-au utilizat o serie întreagă de dispozitive pentru aprecierea cît mai precisă a fenomenului.

Instrumentele care măsoară depunerile de rouă se numesc *rozeometre* sau *drosometre*. Cele mai simple din acestea sînt plăcile drosometrice, din care se amintesc acelea folosite de *Parckinger* formate din foi de hîrtie sugativă (sau de filtru) cu o anumită suprafață (400 cm^2 pentru care 1 gram de rouă = 0,025 litri/m^2).

Leick a folosit plăcile poroase de formă pătrată cu latura de 10 cm și cu grosimea de 1 cm, care erau confecționate dintr-un amestec de kiselgur, albastru și apă în proporții de 2 : 4 : 8. Astfel de plăci datorită porozității exercitau o mare putere absorbantă asupra fenomenului de rouă. Alte drosometre s-au bazat pe principii aerometrice, gravimetrice etc.

În scopul măsurării cantitative a fenomenelor de rouă și brumă, în Institutul Meteorologic s-a confecționat un aparat înregistrator — drosograf — care se bazează pe principiul unei balanțe sensibile (fig. 86).

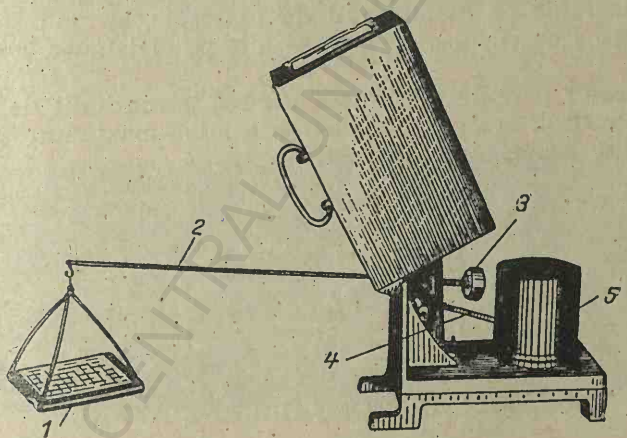


Fig. 86. Drosograful.

Acesta are ca piesă receptoare pentru rouă sau brumă un platan *1* de formă pătrată cu latura de 10 cm confecționat din pînză albă de nylon.

Platanul se așează la capătul unei tije lungi de aluminiu *2* care se poate înșuruba la sistemul pîrghiilor de transmisie din interiorul cutiei aparatului. Sistemul de transmisie este format din tija metalică paralelipipedului, care este foarte mobilă în punctele de suspensie

ale unui ax orizontal de suspensie. Tot de acest ax se cuplează și o tijă verticală cu contragreutatea, a cărui tijă de susținere se prelungește și pătrunde printr-un orificiu sub postamentul aparatului, într-un vas paralelipipedic în care paletele ce sînt atașate la capătul tijei amortizează șocurile produse de vînt asupra platanului pe care se depune roua.

Capătul opus al tijei *2* la care se află greutatea mare *3* se cuplează prin lama metalică cu dispozitivul de reglare a sensibilității aparatului. Acest dispozitiv este legat de un al doilea ax de suspensiune pe care se află fixată și pîrghia *4* ce poartă penița înregistratoare, care înscrie pe diagrama fixată de mecanismul de ceasornic *5* cantitatea de rouă sau de brumă.

Aparatul se instalează pe un suport, astfel ca platanul pe care se va depune roua sau bruma să se afle la 5 cm deasupra solului.

Prin depunerea de rouă sau brumă pe platan se produce dezechilibrarea balanței, iar penița va urca pe diagramă înregistrînd cantitatea de rouă sau de brumă între limitele 0,1—5 mm/m².

Aparatul se pune în funcție în fiecare zi la ora 14, cînd se fixează o nouă diagramă pe mecanismul de ceasornic, și cînd se reglează aparatul astfel ca vîrful peniței să se afle pe diviziunea zero pe diagramă.

Drosograful permite măsurarea precisă a cantității de rouă sau brumă, începutul, ora cînd depunerea a atins maximum, precum și ora dispariției fenomenului respectiv.

CAPITOLUL X

MIȘCĂRILE ORIZONTALE ALE AERULUI

§ 1. Generalități

Atmosfera, considerată în ansamblu, nu se află niciodată în repaus. Astfel, masele de aer se deplasează dintr-o regiune geografică în alta imprimînd un anumit aspect al vremii. Mișcarea aerului în raport cu suprafața terestră este determinată de diferența de presiune, adică de repartiția neuniformă a presiunii aerului în plan orizontal. Cunoașterea legilor după care se efectuează deplasările aerului prezintă importanță nu numai din punct de vedere teoretic, ci și practic,

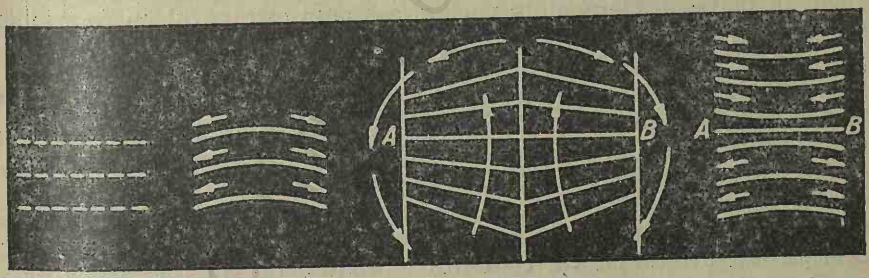
deoarece cu ajutorul lor se pot anticipa direcţia şi viteza circulaţiei atmosferice. Din aceasta derivă posibilitatea de a putea prinde aspectul viitor al vremii într-o regiune oarecare. Pentru importanţa deosebită pe care o au în evoluţia timpului curenţii aerieni au fost denumiţi pe drept cuvînt „cărăuşii vremii".

§ 2. Circulaţia termică a aerului

Dacă temperatura şi presiunea aerului ar avea aceleaşi valori pe suprafaţa Pămîntului, nu ar exista deplasări ale aerului. După cum se ştie, temperatura aerului nefiind o mărime constantă, înseamnă că una dintre cauzele care vor determina repartiţia neuniformă a presiunii atmosferice, pe lîngă alţi factori va fi şi apariţia pe suprafaţa Pămîntului a unor regiuni încălzite diferit.

Pentru a se ilustra importanţa factorului termic în mişcarea aerului, se consideră că deasupra unei regiuni oarecare, presiunea şi temperatura au o repartiţie uniformă. În acest caz suprafeţele izobarice sînt paralele cu suprafaţa mării sau cu o altă suprafaţă de referinţă, iar aerul nu se va afla în mişcare (fig. 87, *a*).

Dacă în regiunea respectivă se produce încălzirea aerului, suprafeţele izobarice se vor deforma şi la o înălţime oarecare se vor curba (fig. 87, *b*).



a *b* *c*

Fig. 87. Schema mecanismului circulaţiei termice.

În urma încălzirii aerului, în primele straturi de la suprafaţa Pămîntului, presiunea va fi mai mică din cauza evacuării aerului la înălţime şi ca atare suprafeţele izobarice se vor deforma şi mai mult (fig. 87, *c*). În aceste condiţii, o dată cu creşterea înălţimii, scăderea presiunii aerului se va diminua din ce în ce, astfel că la o anumită înălţime (*A*—*B*) suprafeţele izobarice vor deveni din nou paralele cu suprafaţa de referinţă (nivelul mării). În continuare, mai sus de nive-

lul *A—B*, suprafețele izobarice vor prezenta partea convexă în sus, presiunea devenind din ce în ce mai mare.

În urma acestei repartiții neuniforme a presiunii atmosferice aerul va intra în mișcare, la înălțime, de la centrul acestei regiuni cu presiune ridicată către periferie, iar la straturile inferioare de la periferie către centru, unde presiunea atmosferică este mai mică, stabilindu-se astfel un circuit închis. În fig. 87, d se reprezintă schematic situația repartiției suprafețelor izobarice în cazul mișcării aerului la suprafața Pămîntului. Exemplele de mai sus stau la baza înțelegerii multor fenomene care au loc în atmosferă, atît la scară mare (circulație musonică), cum și a unor fenomene strict locale : brizele de munte, maritime etc.

§ 3. Forțele care acționează în atmosferă

Asupra particulelor de aer acționează aproape în permanență o serie de forțe. Acestea se împart în forțe de masă sau exterioare, adică forțe care acționează din partea altor sisteme materiale și interioare sau de suprafață. În categoria forțelor de masă sînt cuprinse forța de gravitație și forța deviatoare (de abatere) datorită mișcării de rotație a Pămîntului, care poartă denumirea și de forța lui Coriolis.

Forțele de suprafață iau naștere în urma interacțiunii fiecărui element în parte cu elementele vecine, așa cum este cazul cu forțele de presiune și forțele de frecare.

În cele ce urmează sînt descrise sumar aceste forțe :

Forța de gravitație acționează în mod permanent asupra atmosferei și are rolul cel mai important în determinarea repartiției verticale atît a presiunii cît și a masei atmosferei. Sub acțiunea acestei forțe, atmosfera se menține ca un manșon în jurul Pămîntului.

Merită a se reține că forța de gravitație nu trebuie confundată cu forța de atracție gravitațională, ea reprezentînd rezultanta dintre aceasta din urmă și forța centrifugă produsă de rotația Pămîntului.

Raportînd forțele la unitatea de masă, așa cum se procedează în dinamica aerului, acestea se vor reduce la accelerațiile respective.

Astfel accelerația forței de atracție gravitațională a Pămîntului este dată de relația

$$g = \gamma \frac{M}{R^2},$$

în care :

γ este o constantă egală cu $6{,}658 \cdot 10^{-8}$ g · sec^2 ;
M — masa Pămîntului = $5{,}98 \cdot 10^{27}$ tone ;
R — raza Pămîntului.

În ceea ce privește forța centrifugă, experimental s-a constatat că masa gazoasă în urma unui proces molecular îndelungat capătă aceeași viteză ca și suprafața solidă care o antrenează. Așadar atmosfera terestră participă complet la rotația diurnă a Pămîntului cu aceeași viteză unghiulară $\omega = 7{,}29 \cdot 10^{-5}\ s^{-1}$.

Nerămînerea în urmă a atmosferei față de rotirea Pămîntului este pusă pe seama forței de frecare moleculară și a contactului direct cu suprafața terestră, moleculele de aer fiind antrenate de asperitățile acesteia.

Datorită faptului că fiecare particulă de aer participă la mișcarea de rotație a Pămîntului, asupra ei acționează forța centrifugă a cărei accelerație este egală cu

$$f_c = \omega^2 d,$$

în care :

ω *este* viteza unghiulară de rotație a Pămîntului în jurul axei ;

d — distanța între punctul considerat și axa de rotație a Pămîntului.

Forțele de presiune. S-a arătat analogia dintre izobare și curbele de nivel ale reliefului unei regiuni geografice oarecare. Totalitatea izobarelor caracterizează relieful presiunii atmosferice sau relieful cîmpului baric. Hărțile pe care sînt trecute valorile presiunii aerului pentru aceeași oră de observații și reduse la nivelul mării, poartă denumirea de hărți sinoptice (de la cuvîntul de origine greacă, synopsis, care înseamnă observație, privirea generală, de ansamblu).

Pe aceste hărți se observă că presiunea atmosferică suferă variații de la o localitate la alta. Acest fapt rezultă din lipsa de paralelism între suprafețele izobarice și suprafața de referință, care a fost luată în acest caz paralelă cu suprafața mării. Cu cît suprafețele izobarice vor fi mai înclinate față de suprafața de referință cu atît mai mare va fi variația pe orizontală a presiunii atmosferice. În cazul cînd suprafețele izobarice sînt paralele cu suprafața de referință (în cazul nostru suprafața mării) variația orizontală a presiunii atmosferice este nulă.

În aceste condiții, o particulă elementară de aer se află în echilibru deoarece, după cum se va arăta în cele ce urmează, forțele de intensitate P și G_z, care acționează asupra acestei particule își fac echilibru. P reprezintă intensitatea forței determinată de greutatea particulei de aer, iar G_z mărimea forței îndreptată pe verticală în direcția de scădere a presiunii. Această forță va acționa perpendicular pe suprafețele izobarice. Ea poartă denumirea de gradient baric vertical. În fig. 88 se reprezintă schematic repartiția acestor două forțe.

Dacă suprafețele izobarice nu sînt paralele cu suprafața de referință, adică sînt înclinate față de aceasta, sau față de alte suprafețe paralele cu aceasta, denumite suprafețe de nivel, atunci aerul va intra în mișcare. În acest caz, în funcție de valoarea unghiului sub care sînt înclinate suprafețele menționate, gradientul baric poate fi descompus, ca orice forță, în două componente : una verticală și alta

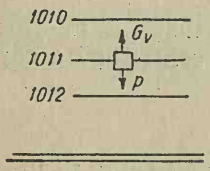


Fig. 88. Reprezentarea schematică a gradientului baric.

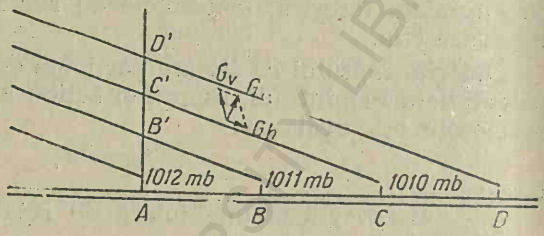


Fig. 89. Deducerea gradientului baric.

orizontală. Pe harta sinoptică, vectorul orizontal va fi orientat perpendicular pe izobare și îndreptat de la presiunea ridicată către cea joasă (fig. 89). Această componentă se numește prescurtat gradient baric și reprezintă cauza care determină mișcarea orizontală a aerului.

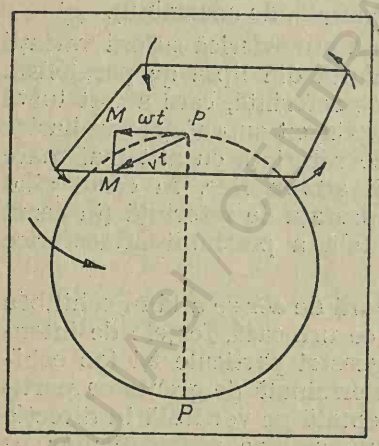


Fig. 90. Deducerea forței de abatere a lui Coriolis

Forța de abatere datorită mișcării de rotație a Pămîntului. Asupra unei particule de aer, odată intrată în mișcare sub acțiunea forței de gradient, începe să se exercite influența unei alte forțe, care este determinată de mișcarea de rotație a Pămîntului. Aceasta mai poartă denumirea de forța lui Coriolis după numele celui care a descoperit-o.

Accelerația lui Coriolis corespunzătoare forței de abatere este pusă în evidență așa cum se arată schematic în fig. 90. Se consideră un plan tangent la polul nord și din punctul *P* o particulă de aer primit de un impuls o antrenează într-o mișcare orizontală uniformă. După un timp *t*, particula ar urma

să ajungă în punctul M, dar în acest timp, planul tangent s-a rotit o dată cu Pământul. Astfel particula respectivă în loc să ajungă în M va ajunge în M' suferind o deviație spre dreapta față de direcția mișcării.

Distanța $PM = vt$, iar MM' a fost parcursă după legea mișcării uniform accelerate

$$MM' = \frac{1}{2}at^2 \tag{X.1}$$

iar planul s-a rotit cu un unghi ωt,

Distanța MM' mai poate fi apreciată și în funcție de acest unghi, știind că, pentru valori mici ale acestuia arcul MM' poate fi înlocuit cu coarda MM'.

$$MM' = PM\omega t \tag{X.2}$$

sau

$$MM' = vt^2\omega$$

deoarece

$$PM = vt,$$

Ținînd seama de relația (X.1) în continuare se va putea scrie

$$MM' = \frac{1}{2}at^2 = vt^2\omega$$

sau

$$\frac{1}{2}a = v\omega. \tag{X.3}$$

În aceste relații a este accelerația mișcării în timpul deplasării din M în M'. În cazul considerat această accelerație se notează cu A și deci se poate scrie

$$A = 2\omega v. \tag{X.4}$$

Dacă planul în care se face mișcarea particulei nu este tangent în P sau P', se demonstrează că :

$$A = 2\omega v \sin \varphi \tag{X.5}$$

adică accelerația A va fi proporțională și cu sinusul unghiului de latitudine geografică. În fig. 91 este reprezentată schematic această situație.

Într-un plan tangent la ecuator se găsește pe baza aceloraşi considerente că accelerația corespunzătoare forței de abatere, datorită mișcării de rotație a Pământului este nulă, deoarece în acest caz $\sin \varphi = 0$.

În emisfera sudică influența forței de abatere datorită mișcării de rotație a Pământului se exercită cu aceeași valoare însă devierea se face la stînga direcției de mișcare a aerului.

Considerînd că asupra unității de masă se exercită o forță de gradient baric de intensitate C, mișcarea se va face la început după direcția gradientului, apoi pe măsură ce trece timpul, forța de abatere se dezvoltă treptat în diferite etape, valoarea acesteia fiind corespunzător egală cu $A_1\ A_2\ A_3$.

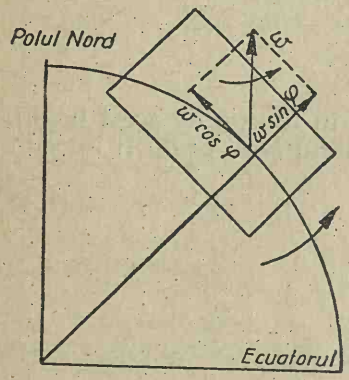


Fig. 91. Forța de abatere a lui Coriolis la latitudinile mijlocii.

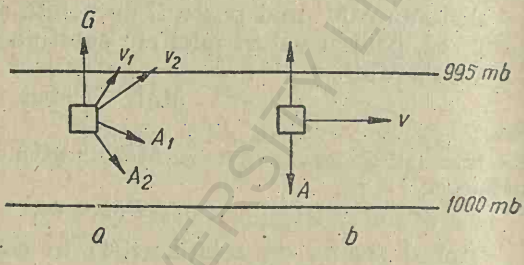


Fig. 92. Mișcarea aerului sub influența forțelor : a — de gradient ; b — de abatere.

Sub acțiunea acestei forțe, direcția de mișcare a aerului va fi deviată continuu spre dreapta față de componența gradientului baric (fig. 92, a). În cazul cînd forța de abatere a devenit egală și de sens contrar cu gradientul baric, pentru unitatea de masă ($-G = A$), direcția de mișcare a aerului va fi perpendiculară pe gradient, adică mișcarea se va face de-a lungul izobarelor cînd acestea sînt paralele sau va fi tangentă cu ele cînd acestea sînt curbilinii (fig. 92, b). Trebuie reținut că forța de abatere este orientată spre dreapta în raport cu gradientul baric și direcția de mișcare a aerului va fi totdeauna perpendiculară pe direcția forței de abatere.

Vîntul geostrofic și de gradient. În cazul în care izobarele sînt paralele și rectilinii cei doi vectori cu valorile A și G se echilibrează (fig. 92, b) iar direcția și viteza particulei de aer aflată în mișcare se menține constantă. O astfel de mișcare se numește staționară și se caracterizează prin

$$-G = A$$

sau, dacă se ține seama de valoarea fiecărui membru al acestei egalități, se va putea scrie

$$-\frac{1}{\rho}\frac{p_A - p_B}{dn} = \frac{1}{\rho} \cdot \frac{dp}{dn} = 2\omega v \sin \varphi. \qquad (X.6)$$

Mișcarea staționară este realizată ori de cîte ori forțele care acționează asupra particulei de aer își fac echilibru. Cînd asupra mișcării aerului acționează forța de gradient și de abatere, mișcarea aerului în aceste condiții poartă denumirea de *vînt geostrofic*. În acest caz înseamnă că nu există nici forță de frecare și nici centrifugă, adică fenomenul are loc la o înălțime oarecare față de suprafața Pămîntului, unde influența acesteia devine neglijabilă iar izobarele sînt paralele și rectilinii.

În realitate izobarele nu sînt paralele și rectilinii decît pe distanțe mici. Ele vor prezenta așadar întotdeauna o curbură fie ciclonică, fie anticiclonică. În urma acestei distribuții a izobarelor apare forța centrifugă. Această forță acționează asupra mișcării aerului, de-a lungul gradientului baric, adică perpendicular pe izobare. Dacă se ține seama de aceste forțe care se exercită asupra mișcării aerului ne apropiem și mai mult de realitatea fenomenelor care se produc în atmosferă. În aceste împrejurări mișcarea aerului poartă denumuirea de *vînt de gradient*.

Din ecuația mișcării staționare a aerului

$$-\frac{1}{\rho}\cdot\frac{dp}{dn}=2\omega v\sin\varphi, \qquad (X.7)$$

aplicabilă în cazul vîntului geostrofic, putem afla viteza de deplasare a aerului

$$v=-\frac{1}{\rho}\frac{dp/dn}{dn\,2\omega\sin\varphi}. \qquad (X.8)$$

Dacă se ține seamă, că forța centrifugă este după cum se știe egală cu

$$C=\frac{v^2}{r}$$

(în care v este viteza de deplasare a particulei, iar r este raza de curbură a izobarei) și că această forță de depresiune acționează în sens contrar față de gradientul baric, se obține :

$$-\overline{G}=\overline{A}+\overline{C}. \qquad (X.9)$$

În anticiclon situația se prezintă invers, întrucît forța centrifugă acționează în aceeași direcție cu gradientul baric, adică

$$-\overline{G}=\overline{A}-\overline{C}. \qquad (X.10)$$

Dacă în relațiile de mai sus se introduc valorile mărimilor respective se obține :

$$-\frac{1}{\rho}\frac{dp}{dn}=2\omega v\sin\varphi+\frac{v^2}{2}\ \text{(curbură ciclonică)} \qquad (X.11)$$

și

$$-\frac{1}{\rho}\frac{dp}{dn}=2\omega v\sin\varphi-\frac{v^2}{r}\text{ (curbură anticiclonică).}\qquad\text{(X.12)}$$

Din aceste relații rezultă că cele trei forțe G, A și C își fac echilibru în cazul cînd mișcarea a devenit staționară. Pentru o aceeași intensitate a vîntului, rezultă că gradientul baric în depresiune trebuie să fie mai mare decît în anticiclon, fapt care se verifică pe hărțile sinoptice.

Din cele analizate pînă acum se pot trage următoarele concluzii:

— mișcarea aerului este cauzată de forța determinată de gradientul baric;

— forța de abatere deviază direcția de mișcare a aerului la dreapta gradientului baric;

— regiunea barică de joasă presiune este situată la stînga direcției de mișcare a aerului. Această lege a fost dedusă pe cale empirică de navigatorul olandez Buys-Ballot;

— în depresiunile barice mișcarea aerului se face în sens invers sensului de mișcare al acelor unui ceasornic și direcția mișcării este tangenta, în orice punct, la izobare;

— într-un anticiclon sensul de mișcare al aerului este același ca al acelor unui ceasornic, iar direcția mișcării este tangenta în orice punct la izobare. În fig. 93 sînt reprezentate schematic forțele care

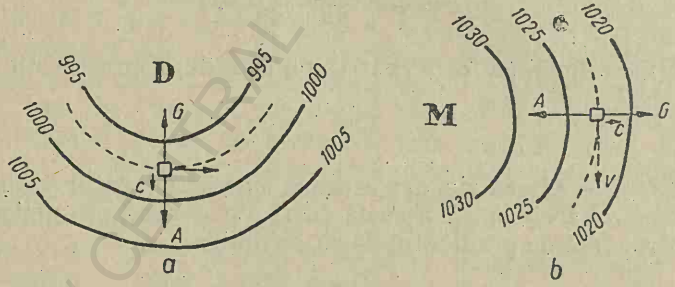


Fig. 93. Repartiția forțelor care acționează asupra mișcării aerului: *a* — ciclonilor; *b* — anticiclonilor.

acționează asupra aerului în situațiile ciclonice și anticiclonice. Cu excepția primei concluzii, care are caracter general, toate celelalte sînt valabile numai pentru mișcarea aerului în atmosfera nordică.

Viteza vîntului de gradient. Această mărime are importanță deosebită în practica prevederii timpului. Ea se poate determina ușor din relația (X.9) în care, dacă gradientul baric este 1 mbar, ρ fiind densi-

tatea normală a aerului (1 293 g/m³) și ω viteza unghiulară a Pămîntului

$$\left|\omega = \frac{2\pi}{24 \cdot 60 \cdot 60} = 0{,}000073\right|,$$

se obține

$$v = \frac{G}{2\omega\rho \sin\varphi} = \frac{90}{0{,}000146\,\rho \sin\varphi} \qquad (X.13)$$

prin înlocuirile respective și exprimînd densitatea aerului în kg/m³, iar viteza în m/s, se obține

$$v = \frac{6{,}17}{1{,}293 \sin\varphi} = -\frac{4{,}8}{\sin\varphi}\ \text{m/s}. \qquad (X.14)$$

Tabelul 26

Transformarea vitezelor vîntului din m/s în km/oră

m/s	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
km/oră	3,6	7,2	10,8	14,4	18,8	21,6	25,2	28,8	32,4	36,0	39,6	43,2
m/s	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
km/oră	46,8	50,4	54,0	57,6	51,2	64,8	68,4	72,0	75,6	79,2	82,8	86,4

La poli, sin φ = 1, viteza vîntului corespunzătoare unității de gradient baric, este de 4,8 m/s. O dată cu scăderea latitudinii, valoarea vitezei vîntului de gradinet crește, astfel la 50°, $v = 6{,}2$ m/s ; la 30°, $v = 9{,}6$ m/s.

Din relația (X.14) rezultă că viteza vîntului de gradient este direct proporțională cu densitatea aerului și sinusul latitudinii. Aceste concluzii sînt verificate pe hărțile aerologice, unde în atmosfera liberă, influența suprafeței terestre devine neînsemnată. Pentru hărțile sinoptice cu situația meteorologică de la nivelul suprafeței terestre, concluziile precedente sînt verificate, numai pentru aceleași condiții de relief.

Forța de frecare. Aerul aflat în deplasare întîmpină rezistența atît din cauza frecării care apare între moleculele cu viteze diferite, cît și din cauza frecării turbulente generate de influența suprafeței terestre. După modul cum se exercită aceste influențe asupra aerului aflat în deplasare, atmosfera se împarte în următoarele straturi :

— de la nivelul suprafeței terestre și pînă la 50—100 m înălțime, este stratul în care se resimte cel mai puternic influența forței de frecare datorită asperității reliefului. Acest strat poartă denumirea de strat de lîngă sol ;

— de la înălțimea acestui strat și pînă la 500—1 000 m se află *stratul limită*. În acest strat frecarea turbulentă este variabilă. Asupra aerului se resimte încă puternic influența forței de frecare generată de natura suprafeței terestre (turbulența moleculară).

Atmosfera situată deasupra stratului limită se numește *atmosferă liberă*. Deși schimbul turbulent nu este mai slab exprimat aici, totuși în această parte a atmosferei rolul forțelor de frecare este mic în comparație cu alte forțe. În atmosfera liberă viteza vîntului variază sub influența variațiilor de presiune și temperatură. Dacă ne referim numai la influența suprafeței terestre, aerul aflat în mișcare întîmpină, așa cum am spus și mai înainte, din partea acesteia o oarecare rezistență R, care este proporțională cu viteza lui de deplasare :

$$R = -Kv \qquad (X.\ 15)$$

în care K este coeficientul de frecare.

Forța de frecare (R) se reprezintă printr-un vector orientat în sens opus mișcării aerului și a cărei mărime este proporțională cu viteza vîntului. În fig. 94 este reprezentat schematic modul cum acționează atît forța de frecare cît și celelalte componente ale forțelor care determină mișcarea aerului în cicloni și anticicloni (principale formații ale reliefului baric).

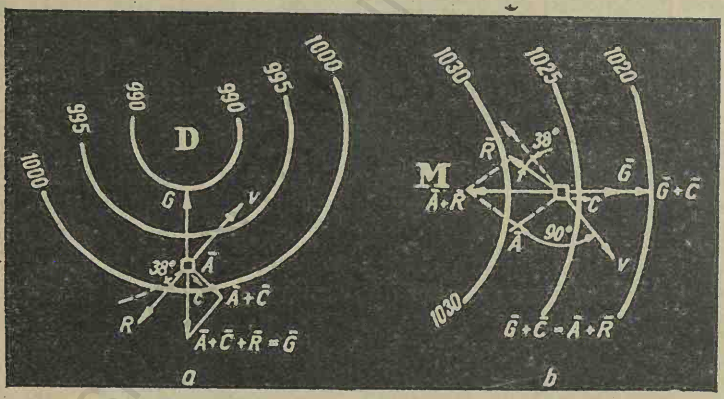


Fig. 94. Mișcarea staționară în depresiune : *a* — în anticiclon ; *b* — la suprafața Pămîntului.

În imediata vecinătate a suprafeței terestre R, nu se exercită exact în sensul opus direcției de mișcare a aerului, ci formează cu acesta un unghi, care poate ajunge aproximativ la 142°, iar cu direcția opusă la un unghi de cca 38°.

Sub acțiunea forței de frecare ($\overline{R}$) direcția de mișcare a aerului nu mai rămîne așa dar tangentă la izobare, ci se intersectează cu aceasta sub un unghi mai mic de 90°.

Valoarea acestui unghi este hotărîtă de natura suprafeței terestre; deasupra mărilor și oceanelor unde frecarea este mai mică, acest unghi considerat față de direcția gradientului baric, este de aproximativ 80°, iar pe cîmpii și locuri mai puțin accidentate de 60—70°. Valoarea acestui unghi devine din ce în ce mai mică, adică direcția mișcării (V) se apropie de direcția gradientului baric, cu cît terenul este mai accidentat.

Așadar, după cum rezultă din fig. 94 într-o depresiune aerul se mișcă în sens invers sensului de mișcare al acelor unui ceasornic, iar direcția de mișcare a aerului în apropierea suprafeței terestre se intersectează cu izobarele sub un unghi mai mic de 90°. Același lucru se petrece și într-un anticiclon, unde mișcarea se face, însă, în sensul de mișcare al acelor unui ceasornic.

§ 4. Relațiile dintre forțele care acționează asupra aerului în mișcare

Din cele stabilite mai înainte, rezultă că aerul intră în mișcare sub influența forței de gradient și la declanșarea mișcării, asupra particulei de aer încep să acționeze o serie de forțe, dintre care forța lui Coriolis, forța centrifugă și aceea de frecare, sînt cele mai importante.

În atmosfera liberă, în cazul izobarelor paralele și rectilinii, asupra particulei elementare de aer aflată în mișcare acționează în mod evident forțele de gradient și de abatere. Sub influența acestora, la un moment dat, cînd acestea își fac echilibrul, mișcarea aerului devine staționară, adică este cazul așa-numitului vînt geostrofic

$$-G=A; \qquad \text{(X. 16)}$$

direcția vîntului este orientată de-a lungul izobarelor și la dreapta gradientului baric în emisfera nordică și face cu direcția gradientului baric un unghi de 90°. În cazul izobarelor paralele și curbilinii apare în plus față de cazul precedent, forța centrifugă. Mișcarea aerului devine staționară, adică își păstrează direcția și intensitatea, cînd aceste forțe își fac echilibru

$$-\overline{G}=\overline{A}+\overline{C}, \qquad \text{(X. 17)}$$

în cazul curburilor ciclonice (depresionare) și

$$-\overline{G}=A-\overline{C} \qquad \text{(X. 18)}$$

în cazul curburilor anticiclonice ale izobarelor.

În stratul de aer din imediata vecinătate a suprafeței terestre, asupra aerului aflat în mișcare, se exercită în afară de forțele amintite în cazul atmosferei libere și forța de frecare.

Cînd mișcarea aerului a devenit staționară, între forțele amintite se stabilește relația

$$-\overline{G}=\overline{A}+\overline{C}+R,$$

pentru situațiile în care izobarele prezintă carbura ciclonică,

$$-\overline{G}-\overline{A}-\overline{C}+\overline{R} \qquad \text{(X. 19)}$$

pentru izobarele cu curbură anticiclonică.

În figura prezentată este redată o reprezentare geometrică a interacțiunii principalelor forțe menționate.

În cazul izobarelor paralele, se înțelege că nu interesează forța centrifugă.

§ 5. Considerații privind viteza și direcția vîntului

Atmosfera nu se află niciodată în repaus, aerul mișcîndu-se în mod continuu dintr-o regiune în alta. Deplasarea orizontală sau aproape orizontală a aerului, față de suprafața terestră, se numește vînt.

Elementele caracteristice ale vîntului sînt viteza și direcția, adică vîntul poate fi considerat ca o mărime vectorială.

Prin viteza vîntului se înțelege distanța parcursă de aer în unitatea de timp. Unitatea de măsură pentru viteza vîntului este 1 m/s, sau 1 km/oră.

Aceste două unități sînt legate prin următoarea relație :

1 m/s corespunde la 3,6 km/oră,

iar

1 km/s la 0,278 m/s.

Cu ajutorul tabelei următoare se poate face trecerea de la viteza în metri pe secundă la viteza corespunzătoare în kilometri pe oră, adică la baza întocmirii tabelului se află relația dintre aceste două unități : metrii pe secundă se transformă în kilometri pe oră, înmulțindu-i cu 3,6 iar kilometrii pe oră se transformă în metri pe secundă, împărțindu-i cu 3,6.

Un procedeu mai ușor de a transforma m/s în km/oră este următorul : se înmulțește cu 4 numărul metrilor pe secundă și din produ-

sul obținut se scade a 10-a parte a sa. De exemplu : vîntul suflă cu 16 m/s. Această viteză transformată în km/oră este egală cu :

$$16 \times 4 = 64 - 6{,}4 = 57{,}6 \text{ km/oră.}$$

La stațiunile meteorologice care nu au aparatură specială se poate determina viteza vîntului prin intermediul unei scări speciale (scara Beaufort). Acest mijloc de măsurare a vitezei vîntului a fost și mai continuă să fie folosit în marină.

Pentru a trece de la viteza vîntului în m/s sau km/oră la gradele scării Beaufort, sau invers, se întrebuințează următorul tabel.

Tabelul 27

Corespondența vitezelor vîntului în Scara Beaufort

Grade B	Aprecierea tăriei vîntului	Viteza vîntului		Grade B	Aprecierea tăriei vîntului	Viteza vîntului	
		m/s	km/oră			m/s	km/oră
0	Calm	0–0,5	0–1	6	destul de tare	9,9–12,4	36–44
1	aproape liniștit	0,6–1,7	2–6	7	vînt tare	12,5–15,2	45–54
2	puțin vînt	1,8–3,3	7–12	8	vînt puternic	15,3–18,2	55–65
3	vînt slab	3,4–5,2	13–18	9	vijelie	18,3–21,5	66–77
4	vînt potrivit	5,3–7,4	19–26	10	vijelie puternică	21,6–25,1	78–90
5	vînt tăricel	7,5–9,8	27–35	11	tempestă	25,2–29,0	91–10
					uragan	>29	>104

Direcția vîntului în apropierea suprafeței terestre se apreciază de obicei în raport cu punctele cardinale, cu ajutorul unei scale cu 16 direcții. În meteorologie direcția vîntului este direcția de unde vine vîntul. Aceasta înseamnă că vîntul care suflă dinspre sud est, depla-

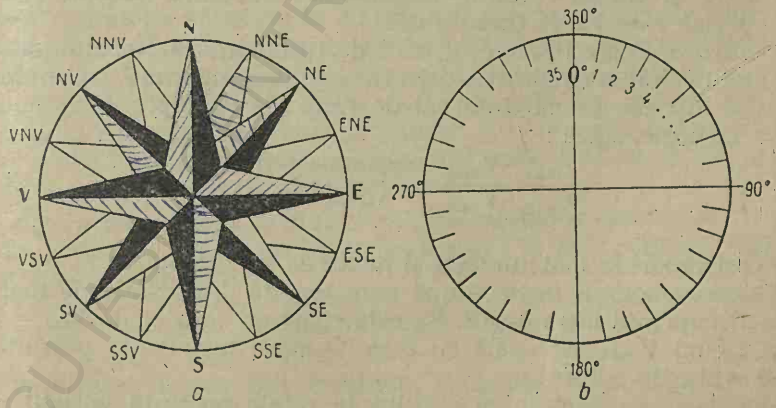


Fig. 95. Direcțiile vîntului : *a* — în puncte cardinale. *b* — în decagrade.

seazâ aerul de la sud est către nord vest. În fig. 95, *a* sînt date cele 16 direcţii după punctele cardinale. În planul orizontal, direcţia vîntului mai poate fi dată, cu mai multă precizie însă, de unghiul pe care-l face vectorul vînt cu direcţia nordului geografic. Valoarea unghiurilor se măsoară în sensul de mişcare al acelor unui ceasornic de la 0° pînă la 360° (N). Astfel pentru principalele direcţii există corespondenţa N—360°, E—90° : S—180° : V—270°.

Pentru practică, planul orizontal este împărţit în 16 părţi egale, numite romburi, sau sectoare cardinale (fig. 95, *b*).

§ 6. Structura vîntului

Mişcările aerului sînt fluctuabile şi pot să-şi modifice de la un moment la altul atît direcţia cît şi viteza. Mişcarea aerului numai în plan orizontal se produce în cazuri rare. Aşa dar, în mod obişnuit, deplasarea aerului nu este laminară, ci apare ca rezultantă a unor mişcări destul de dezordonate, care-i imprimă un pronunţat caracter de turbulenţă. Acest fapt conduce la concluzia că direcţia şi viteza vîntului nu sînt mărimi constante, ci se pot schimba, chiar în aceeaşi localitate, de la un moment la altul. Diagramele aparatelor care înregistrează direcţia şi viteza vîntului dovedesc acest lucru. Studiate din acest punct de vedere, mişcările aerului sînt de trei feluri :

— mişcarea laminară ce reprezintă o deplasare uniformă a aerului, în direcţie orizontală sau aproape orizontală, fără modificări de direcţie şi viteză. Această mişcare a aerului se realizează în cazul unei viteze moderate şi care se produce într-un teren neaccidentat.

Mişcarea turbulentă este caracterizată printr-o mare variabilitate a direcţiei şi vitezei vîntului. În acest caz structura internă a curentului aerian este foarte complicată.

Pentru a scoate în relief gradul de turbulenţă al aerului, se ia în considerare raportul dintre diferenţa vitezei maxime şi minime a vîntului într-un anumit interval de timp (de exemplu 15 minute) şi viteza mijlocie, adică :

$$\frac{V_{max}-V_{min}}{\frac{V_{max}+V_{min}}{2}}=\frac{\text{amplitudinea vitezei}}{\text{viteza mijlocie}} \qquad (X.\ 20)$$

Acest raport se mai numeşte şi *factor de turbulenţă*.

Valoarea acestui factor, după cum rezultă din relaţia de mai sus poate fi cuprinsă între 0 şi 2. Ea este egală cu zero cînd $V_{max} = V_{min}$ şi cu 2 cînd V_{min} este egală cu zero. O mare turbulenţă prezintă de obicei vînturile puternice.

Mişcarea sau deplasarea aerului în rafale prezintă variaţii mari de viteză într-un interval de timp relativ scurt 5—10 minute.

§ 7. Influența obstacolelor asupra vîntului

Obstacole cum ar fi clădirile înalte, dealurile, munții, aflate în calea vîntului exercită o puternică influență atît asupra direcției cît și asupra vitezei acestuia. În aceeași măsură este influențată prin apariția vîrtejurilor atît în față cît și în spatele obstacolului însăși structura vîntului. Turbulența aerului crește în funcție de viteza vîntului și înălțimea obstacolului, iar influența acestuia asupra direcției și vitezei curentului aerian se resimte în atmosferă, deasupra lui pînă la o înălțime egală aproximativ cu a treia parte din înălțimea obstacolului. Apar totuși situații cînd influența obstacolului, de exemplu a munților Alpi, se resimte pînă la înălțimi mult mai mari, uneori chiar pînă la 2—3 ori înalțimea lor.

În legătură cu propagarea turbulenței cu înălțimea, natura masei de aer, precum și stratificarea ei termică au un rol important. De asemenea asupra direcției și vitezei vîntului o influență apreciabilă o exercită și orientarea terenului. Datele statistice scot în evidență acest fapt și arată că direcțiile predominante ale vîntului într-o regiune oarecare sînt hotărîte de orientarea pantelor și a văilor iar în orașe vîntul se canalizează de-a lungul străzilor.

§ 8. Variația diurnă a direcției vîntului

Din observațiile îndelungate efectuate la stațiile meteorologice la care direcția vîntului nu a fost influențată de obstacole sau de orografia suprafeței terestre, la stațiile situate pe vîrfuri de munte sau în largul mării s-a găsit că în decurs de 24 ore, direcția vîntului se schimbă în funcție de poziția Soarelui deasupra orizontului. Astfel, din observațiile făcute la stația meteorologică de pe turnul Eiffel, rezultă că direcția vîntului se rotește în sensul acelor unui ceasornic ; la orele 20 vîntul suflă de la nord, între orele 4—5 de la est, la ora 9 de la sud, iar către orele 16 de la vest.

Aceste particularități sînt observate numai în cazul cînd în distribuția cîmpului baric nu apar gradienții ; în caz contrar, variațiile amintite sînt mascate.

§ 9. Variația diurnă a vitezei vîntului

În stratul de aer din imediata vecinătate a suprafeței terestre viteza vîntului prezintă același mers cu al temperaturii aerului cu un minim în cursul nopții și un maxim imediat după amiază. Această

variație se observă pînă la înălțimea de aproximativ 100 m vara și 50 m iarna. În straturile superioare, viteza vîntului prezintă un mers diurn invers : maximul se observă noaptea și minimul de viteză, ziua.

Acest fenomen este generat de influența convecției și a schimbului turbulent dintre straturile de aer. Astfel în straturile inferioare ale atmosferei viteza vîntului crește repede o dată cu dezvoltarea convecției, deoarece aerul rece, care coboară, caută să înlocuiască rapid pe cel cald, evacuat la înălțime.

În stratul superior, curenții verticali frînează însă mișcarea aerului. Noaptea lucrurile se petrec invers.

§ 10. Variația anuală a direcției vîntului

Aceasta constituie o caracteristică importantă a vîntului și este scoasă în evidență cu ajutorul observațiilor făcute de-a lungul unei perioade cît mai îndelungate. Ea depinde de particularitățile climatice ale localității și regiunii cercetate. În mod corect, rezultatele observațiilor sînt reflectate de așa numita „roză a vînturilor" care dă direcțiile predominante ale vîntului.

Alcătuind astfel de grafice pentru fiecare lună, se obține pentru localitățile respective direcția predominantă a vîntului sau direcțiile vînturilor cu frecvența maximă.

În figura 96 sînt date rezultatele observațiilor asupra direcției și vitezei vîntului la cîteva localități din țară : (București, Sibiu, Cluj, Arad).

Variația anuală a vitezei vîntului. Pentru această caracteristică a vîntului, observațiile au condus la rezultate importante pentru latitudinile temperate ale emisferei nordice : valorile cele mai mari sînt găsite iarna și cele mai mici vara.

Datele următoare arată variațiile anuale ale vitezei vîntului la București — Filaret, pentru fiecare lună a anului :

Luna	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Viteza	2,2	2.3	2,4	2,4	2,0	1,5	1,4	1,5	1,5	1,8	2,0	2,0

Viteza mijlocie a vîntului este exprimată în m/s.

Explicația acestei repartiții anuale a vitezei vîntului se găsește în distribuția presiunii și temperaturii la suprafața Pămîntului. Iarna gradienții baric și termic sînt mult mai mari decît vara și ca atare și intensitatea vîntului va fi mai mare iarna decît vara.

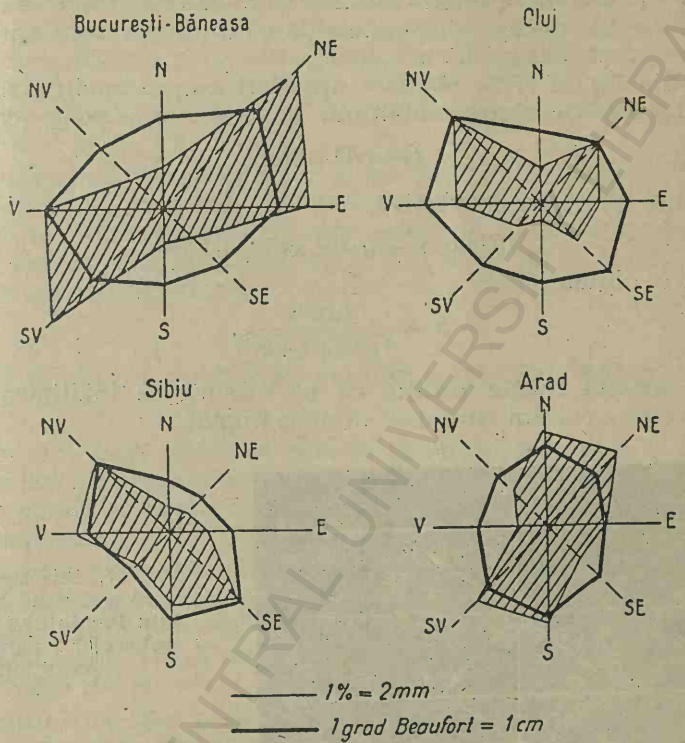


Fig. 96. Frecvența și tăria vîntului pe direcții în perioada 1941—1950.

§ 11. Variația direcției și vitezei vîntului cu înălțimea

Odată cu creșterea înălțimii, se observă în general o modificare atît a direcției vîntului cît și a vitezei lui.

Acest fapt decurge în mod direct din relația care exprimă mișcarea staționară a aerului în cazul cînd acționează forța de frecare

$$\operatorname{tg}\alpha = \frac{2\omega v \sin\varphi}{K_v} = \frac{2\omega \sin\varphi}{K_v} \qquad \text{(X. 21)}$$

din care rezultă că tangenta unghiului format de direcția vîntului cu gradientul baric este invers proporțională cu coeficientul de frecare. Pe măsura depărtării de suprafața terestră frecarea diminuează, $\operatorname{tg}\alpha$ crește, iar unghiul respectiv se apropie de 90°.

Din cele arătate se poate conchide că o dată cu creșterea înălțimii, forța de frecare micșorîndu-se, direcția vîntului se rotește spre dreapta și tinde să devină tangentă la izobare.

Tot din figura 97 se pot face aprecieri asupra modificării vitezei vîntului o dată cu creșterea înălțimii. În acest sens se poate scrie

$$G^2 = A^2 + k^2 v^2$$

sau, făcînd înlocuirile respective,

$$(0{,}0007)^2 = 4\omega^2 v^2 \sin^2 \varphi + k^2 v^2$$

din care se obține

$$v = \frac{0{,}0007}{\sqrt{\omega^2 \sin^2 \varphi + k^2}}. \qquad \text{(X. 22)}$$

Din această relație rezultă că pe măsură ce înălțimea crește, (k' descrește) și viteza vîtului se va mări treptat.

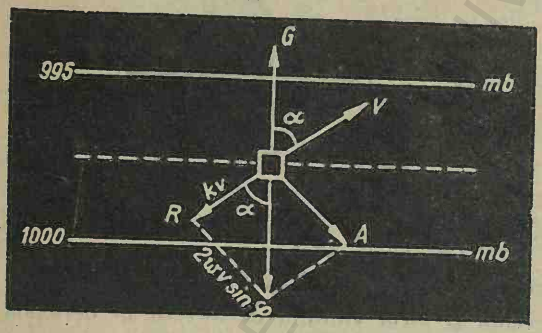


Fig. 97. Mișcarea staționară a aerului la suprafața Pămîntului în cazul izobarelor paralele și rectilinii

Dacă forța de frecare devine neînsemnată formula precedentă devine similară cu aceea care dă viteza vîntului geostrofic

$$v = \frac{G}{2\omega \sin \varphi}, \qquad \text{(X. 23)}$$

adică viteza vîntului este direct proporțională cu gradientul baric.

Din observații s-a constatat că viteza vîntului crește simțitor cu înălțimea în primii 400 m și în mod neregulat între 500 și 1 000 m înălțime. De la 1 000 m în sus, viteza vîntului crește proporțional cu înălțimea.

În timpul celui de-al doilea război mondial, în urma observațiilor aviatorilor americani, a fost pus în evidență un fenomen extrem de important atît din punct de vedere științific cît și practic. Este vorba de așa numiții curenți rapizi (Jet-Stream), care apar de obicei la limita superioară a troposferei (9—12 km înălțime) și reprezintă zone înguste, în care vîntul atinge viteze pînă la 200 m/s. Lățimea acestor curenți (considerată perpendicular pe direcția lor de propagare) poate atinge 300—400 km, iar grosimea verticală de 2—4 km. Lungimea curenților rapizi este de ordinul cîtorva zeci de mii de km uneori putînd ocoli întreg Pămîntul.

Descoperirea curenților rapizi a dat posibilitatea interpretării juste a unei serii de fenomene atmosferice : apariția ciclonilor și anticiclonilor, a invaziilor de aer rece sau cald etc. Orientarea generală a acestor curenți este în general de la vest la est iar în anumite împrejurări se pot curba puternic, devenind chiar meridionali.

§ 12. Viteze maxime ale vîntului la suprafața Pămîntului

Cele mai mari viteze pe care le poate atinge vîntul la suprafața Pămîntului sînt legate de prezența ciclonilor tropicali. De asemenea vînturi puternice se mai observă în regiunea polilor și mai rar în regiunile temperate.

Cele mai puternice vînturi la suprafața Pămîntului au fost observate în emisfera sudică, în Antarctica și pe coastele Americii de Sud, în dreptul paralelei de 42°41′ unde viteza medie anuală este de 22 m/s. În anumiți ani, viteza mijlocie depășește în aceste regiuni 44 m/s, iar în unele zile 90 m/s.

Pentru a se face o apreciere asupra acestor valori, este suficient să fie comparate cu viteza mijlocie anuală a vîntului la București, care este egală cu 2 m/s.

La noi în țară, viteze deosebite ale vîntului au fost atinse în timpul viscolului din noaptea de 2 la 3 februarie 1954 și în septembrie 1964, cînd s-a atins și chiar depășit 36 m/s [1]. Este de la sine înțeles că în urma acestor fenomene se produc pagube materiale însemnate.

În cuprinsul orașelor, în regiuni accidentate unde vîntul se poate canaliza, viteza lui poate atinge și depăși chiar 50 m/s.

---

1). De asemenea, între 5—7 ianuarie 1966, în timpul unui viscol puternic, în unele localități din nordul Moldovei (Dorohoi, Botoșani etc.), vîntul a atins 45—55 m/sec., considerate ca cele mai mari viteze înregistrate pînă în prezent în țara noastră.

§ 13. Instrumente pentru determinarea direcției și vitezei vîntului

Vîntul fiind unul din cele mai variabile elemente meteorologice, rezultă că instrumentele destinate determinării caracteristicilor acestuia, nu pot măsura valori instantanee.

Aceasta se datorește fluctuațiilor momentane ale vîntului, atît ca direcție, cît și ca intensitate, precum și inerției instrumentelor de vînt.

Direcția vîntului se determină cu ajutorul giruetelor, iar viteza vîntului cu anemometrele.

Direcția vîntului se determină prin indicarea direcției de unde suflă vîntul și nu a direcției către care el se deplasează.

Se consideră direcția vîntului la sol, aceea pe care o au curenții de aer pînă la maximum 100 m înălțime.

Girueta Vild este instrumentul ce se află în dotația stațiilor meteorologice.

Aceasta este formată dintr-un ax metalic vertical *1*, avînd la partea inferioară o parte tubulară *2*, pe care prin intermediul unei bucșe metalice *3*, sînt fixate 4—8 vergele metalice orizontale, ce indică punctele cardinale, dintre care cea orizontală, spre nordul geografic, poartă litera *N* (confecționată din tablă). Capătul superior al axului *1*, este prevăzut cu o concavitate pe care se sprijină o bilă rulment a părții mobile a giruetei, (ampenajul) *4* (fig. 98).

Aceasta este de fapt un ax tubular al giruetei, pe care se află dispozitivul indicator al direcției *D*, precum și acel al iuțelei vîntului *(V, P)*.

Dispozitivul de direcție *D*, este format dintr-o vergea metalică orizontală — prevăzută la unul din capete cu o sferă metalică *5* (de plumb), iar la capătul opus cu un sistem de 2 plăci metalice *6*, ce se unesc spre exterior.

Dispozitivul de direcție se mai numește și pană de vînt, deoarece sub influența vîntului, aceasta se orientează cu partea cu greutate în direcția de unde bate vîntul.

Dispozitivul indicator al iuțelei sau intensității vîntului este format dintr-o placă metalică *P* cu dimensiunile de 15×30 cm și cu greutatea de 200 gr (sau de 800 gr la girueta cu placă grea).

Această placă este suspendată la partea superioară, iar sub acțiunea penei de vînt se orientează totdeauna perpendicular față de direcția vîntului.

Sub acțiunea acestuia, placa oscilează în fața unui arc de cerc *V*, pe care se află 8 dinți indicatori ai tăriei vîntului, în scara Beaufort. Dinții aceștia reprezintă unghiurile de oscilație ale plăcii *P* sub acțiunea diferitelor intensități și deci viteze ale vîntului.

În cele ce urmează se indică legătura ce există între viteza vîntului și unghiul de oscilație al plăcii. Astfel vîntul acționînd în permanență perpendicular asupra plăcii, exercită asupra acesteia o presiune P_0, care se exprimă prin relația

$$P_0 = K\rho s v^2$$

în care K este un coeficient de proporționalitate ce depinde de construcția plăcii, ρ = densitatea aerului, s = suprafața plăcii și v = viteza vîntului.

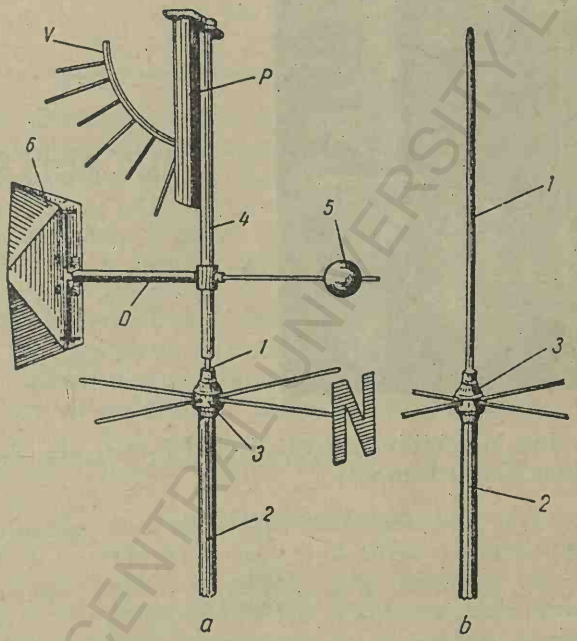


Fig. 98. *a* — Girueta Vild ; *b* — axul giruetei.

În cazul cînd placa este deviată de vînt cu unghiul α față de poziția verticală, presiunea vîntului P, va fi

$$P = K\rho s v^2 \cos^2\alpha$$

din care se deduce că presiunea vîntului scade proporțional cu pătratul cosinusului unghiului α (de deviere al plăcii).

În cazul plăcii deviate din poziția de echilibru, asupra acesteia acționează două forțe : presiunea vîntului P și greutatea plăcii G,

care se pot descompune în cîte două componente P_1 și P_2 — G_1 și G_2 (fig. 99).

Din acestea P_1 și G_1 sînt echilibrate de rezistența în punctele de sprijin ale plăcii, astfel că devierea plăcii este determinată numai de forțele P_2 și G_2.

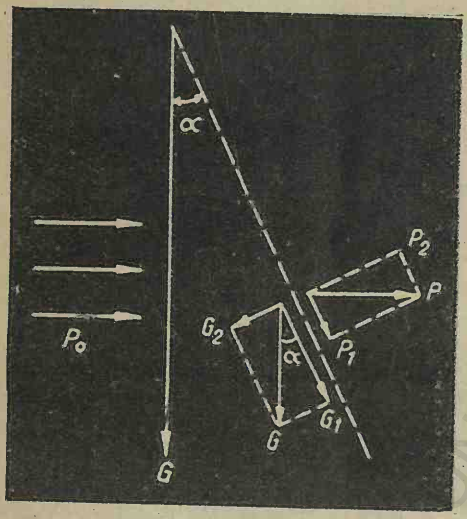


Fig. 99. Devierea plăcii giruetei sub acțiunea vîntului.

Placa rămîne în echilibru în cazul cînd $P_2 = G_2$ ale căror valori se înlocuiesc după cum urmează

$$K\rho s v^2 \cos^2\alpha = G \cdot \sin\alpha \qquad \text{(X. 24)}$$

din care

$$v^2 = \frac{G \sin\alpha}{K\rho s \cos^2\alpha} \qquad \text{(X. 25)}$$

iar

$$v = \sqrt{\frac{G}{K\rho s}} \cdot \sqrt{\frac{\operatorname{tg}\alpha}{\cos\alpha}} = c\sqrt{\frac{\operatorname{tg}\alpha}{\cos\alpha}}. \qquad \text{(X. 26)}$$

Această ultimă relație, exprimă viteza vîntului în funcție de mărimea unghiului de oscilație al plăcii.

Valorile unghiurilor de oscilație sînt indicate de numărul de ordine al dinților, în fața cărora oscilează placa sub acțiunea presiunii vîntului, care are corespondență cu tăria vîntului în scara Beaufort și deci și cu viteza în m/s.

Această legătură este dată în tabelul 28.

Corespondența între dinții giruetei și caracteristicile vîntului

Nr. de ordine al dintelui	1	2	3	4	5	6	7	8
Unghiul	0	4°1	15°7	31°7	45°7	58°0	72°6	80°5
Grade, B (Beaufort)	0	2	3	4	5	6	7	8
Viteza vîntului, m/s	0	2	4	6	8	10	14	20
Presiunea vîntului, kgf/m²	0	0,49	1,95	4,40	7,80	12,20	23,90	48,80

Astfel, dacă placa oscilează în dreptul dintelui 5, acestuia îi corespunde unghiul 45°7, tăria 5 în scara Beaufort și viteza de 8 m/s pentru o presiune a vîntului de 7,80 kgf.

Deoarece în relația (X.25) intervine și densitatea aerului, înseamnă că viteza vîntului determinată cu ajutorul plăcii giruetei va fi dependentă și de densitatea aerului. Însă densitatea aerului depinzînd de temperatura și de presiunea sa coeficientul c din relația (X. 26) înglobează și dependența față de densitatea aerului.

Pentru ca girueta să nu fie influențată de obstacolele din jur (clădiri, pomi, pădure etc.), instalarea ei se face la înălțimea de 10 m și la o depărtare de 10 ori mai mare, decît înălțimea obstacolului respectiv.

Anemometrele sînt instrumente cu ajutorul cărora se determină viteza vîntului.

Piesa receptoare, care se rotește sub acțiunea vîntului la unele anemometre este un sistem de cupe și la altele o morișcă cu palete.

Cele mai simple anemometre sînt cele mecanice, care determină viteza vîntului prin numărul de rotații al sistemului de cupe.

Acest număr de rotații corespunde la un anumit număr de metri parcurși de vînt, într-un interval de timp oarecare.

Sistemul de cupe anemometrice poate fi format din 3 cupe așezate perpendicular pe un ax vertical, dispuse astfel, încît tijele de susținere ale acestora formează între ele unghiuri de 120° (cupe Patterson, iar alte sisteme cu 4 cupe, cu tijele de susținere formînd unghiuri de 90° (cupe Robinson).

Cupele anemometrice sînt orientate cu fețele convexe în aceeași direcție, și sub acțiunea vîntului acestea se rotesc, oricare ar fi direcția din care suflă, deoarece presiunea vîntului va fi mai mare pe partea concavă, decît pe cea convexă a cupelor.

Anemometrul mecanic cu cupe este format dintr-un sistem de cupe, fixate la capătul unui ax vertical, foarte mobil în jurul axei, prin intermediul unui sistem de rulmenți.

Capătul opus al axului vertical se termină cu un șurub fără sfîrșit (melc), care angrenează un sistem de rotație dințate dintre care ultima în legătură cu acul indicator (fig. 100, *a*).

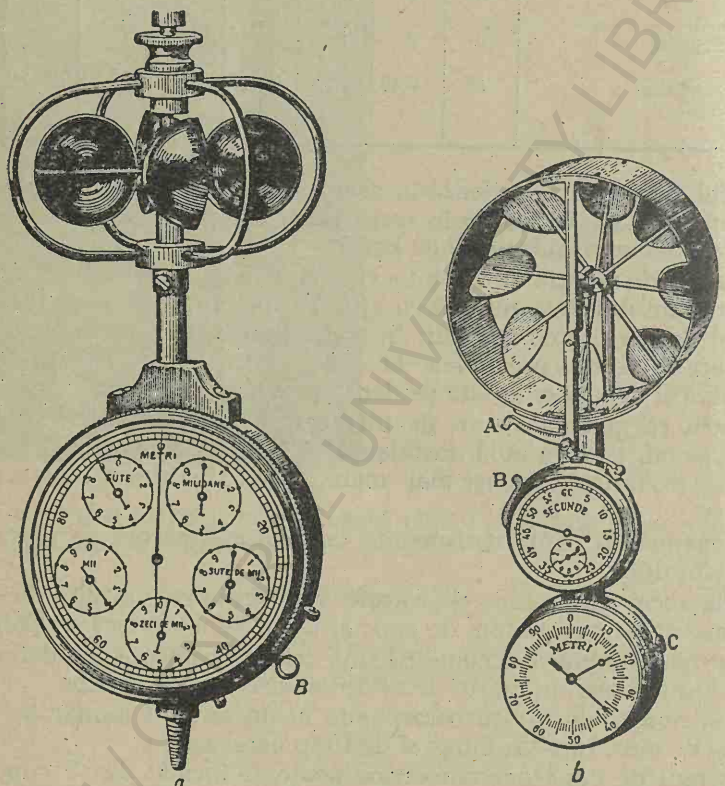


Fig. 100. *a* — Anemometrul mecanic cu cupe ; *b* — Anemometrul cu morișcă cu palete.

Sub influența vîntului sistemul de cupe rotindu-se, rotițele dințate din interiorul contorului (socotitorului) de turații angrenate prin intermediul melcului, transmit mișcarea de rotație acului indicator, care determină numărul de metri parcurși de vînt (corespunzător numărului de turații al sistemului de cupe). Acul indicator mare,

indicînd numărul de metri, iar cele mici, pe cadranele respective, sutele, miile, zecile de mii de turaţii etc.

Unele din acest fel de anemometre au şi un cronometru, care determină timpul de funcţionare al anemometrului.

Anemometrul mecanic determină iuţeala medie a vîntului, deoarece numărul de metri citit pe cadranul contorului se divide cu timpul (în secunde) cînd anemometrul a fost supus acţiunii vîntului.

Anemometrul mecanic cu morişcă cu palete. Acesta are ca piesă receptoare pentru vînt o morişcă cu palete. Acestea sînt înclinate faţă de direcţia vîntului cu un unghi, care se numeşte *unghi de atac* (fig. 100, *b*).

Acţiunea vîntului asupra paletelor moriştei, depinde de forma şi dimensiunile paletelor.

Anemometrele cu palete sînt confecţionate ca şi anemometrele cu cupe, cu singura deosebire că morişca cu palete, în timpul determinării vitezei vîntului, se orientează perpendicular pe direcţia vîntului. În acest scop, în jurul moriştei cu palete se află un tub pentru canalizarea liniilor de forţă ale vîntului.

Anemometre magnetice (de inducţie). Acestea se bazează pe principiul inducţiei magnetice, fiind prevăzute cu un ax vertical *1*, avînd la capătul superior sistemul de cupe *2*, iar la cel inferior o bară magnetică *3*, (sau la alte tipuri cu un magnet permanent format din 6—10 perechi de poli magnetici, dispuşi alternativ, pe două cercuri concentrice cu poli de nume contrar aşezaţi faţă în faţă).

Prin rotirea sistemului de cupe, sub acţiunea vîntului se va roti şi bara magnetică, care creează un cîmp magnetic rotitor (fig. 101).

Acest cîmp acţionează asupra unei piese metalice (uşoară) *4*, ce se află sub influenţa polilor magnetici, producînd asupra acestora o rotire cu un unghi oarecare.

Pe această piesă se află şi scara gradată în m/s şi km/h, indicînd în dreptul unui fir vertical, de la mijlocul unei ferestruici, viteza vîntului.

Menţionăm că piesa metalică *4*, este menţinută în poziţia zero de un resort *5*. Prin intermediul butonului *6*, scara anemometrului poate fi fixată la gradaţia ce reprezintă viteza vîntului în momentul determinării.

Anemometrul magnetic determină iuţeala instantanee a vîntului, adică aceea din momentul observaţiei.

Anemometre termice a căror construcţie se bazează pe principiul răcirii produsă de vînt asupra unui fir încălzit.

Dacă proprietăţile aerului şi ale firului sînt menţinute constante, cu excepţia vitezei curentului de aer, se poate stabili o relaţie între

iuțeala curentului de aer și cantitatea de căldură pierdută de corp sub influența curentului.

Catatermometrul este un instrument care permite determinarea iuțelii curenților de aer de mică intensitate (fig. 102).

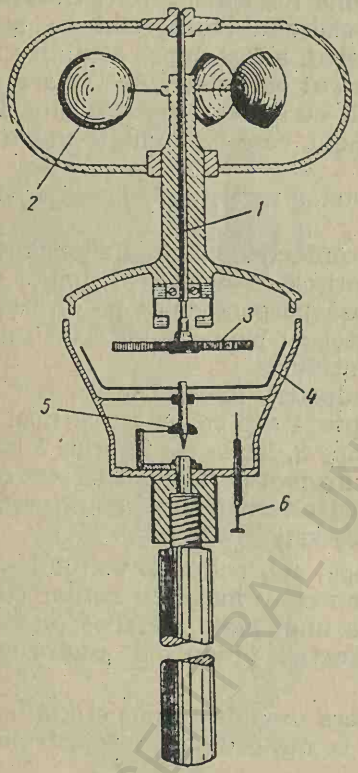


Fig. 101. Anemometrul magnetic J. Richard

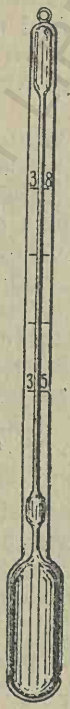


Fig. 102. Catatermometrul

Acesta este un termometru cu rezervorul mare (5 cm^3), care se prelungește cu tubul capilar, care are un diametru mai mare ca al termometrelor obișnuite, fiind prevăzut și cu două cavități, una deasupra rezervorului și cealaltă la capătul superior al tubului capilar.

Scara termometrului se află chiar pe tubul capilar și are gradațiile 35° și 38 °C.

Pentru determinarea iuțelii curenților de aer se procedează astfel: se introduce rezervorul termometrului într-un vas cu apă caldă,

pînă cînd alcoolul din rezervor, prin dilatare urcă pînă la jumătatea cavității de la partea superioară a capilarului.

Apoi termometrul se șterge repede cu hîrtie de filtru și se instalează pe un suport în contact cu aerul atmosferic.

Se urmărește ca meniscul alcoolului să ajungă în dreptul diviziunei 38° și se cronometrează timpul în care meniscul alcoolului coboară de la 38° la 35°. În acest caz cantitatea de căldură q, pe care o pierde termometrul va fi

$$q = 3^\circ \cdot c$$

în care c este căldura specifică a sticlei din care este confecționat termometrul.

Iar cantitatea de căldură F, pe care o pierde unitatea de suprafață a rezervorului termometrului va fi

$$F = \frac{q}{S},$$

în care S este suprafața rezervorului, iar F se numește factorul de răcire al instrumentului care se exprimă în milicalorii pe cm^2.

Dacă factorul F se divide cu timpul în secunde (în care meniscul alcoolului coboară de la 38° la 35°) se obține cantitatea de căldură, pe care o pierde unitatea de suprafață a rezervorului în timp de o secundă. Aceasta se notează cu R și se numește și iuțeală de răcire, adică

$$R = \frac{F}{t}.$$

Însă, conform principiului lui Newton, iuțeala de răcire R este proporțională cu diferența de temperatură $T—T\alpha$ (a termometrului și T_a a aerului) și deci

$$R = \frac{F}{t} = K(T - T_a). \qquad (X.27)$$

Temperatura medie T a catatermometrului, în timpul răcirii de la 38° la 35° va fi 36°5, iar K este un coeficient ce depinde de viteza vîntului și este dat de

$$K = a + b\sqrt{v},$$

în care

$$a = 0{,}2 \text{ și } b = 0{,}4 \text{ pentru } v < 1 \text{ m/s},$$

și

$$a = 0{,}13 \text{ și } b = 0{,}47 \text{ pentru } v > 1 \text{ m/s}.$$

Înlocuind valoarea lui K în relația (X.27) se obține

$$\frac{F}{t} = (a + b\sqrt{v})(T - T_a)$$

din care iuțeala vîntului v va fi

$$v = \left[\frac{F}{t(36°5 - T_a)b} - \frac{a}{b}\right]^2.$$

Catatermometrul se utilizează în scopuri microclimatice, precum și pentru studiul influenței mediului asupra organismului omenesc.

Aparate înregistratoare pentru vînt (anemografe).

Pentru înregistrarea continuă a vitezei vîntului în meteorologie se utilizează aparate înregistratoare numite anemografe. Acestea sînt foarte variate ca principiu de construcție, astfel că se vor aminti numai cele mai răspîndite.

Anemograful cu contact electric este format din trei părți : tarnsmițătorul sau partea receptoare pentru vînt, înregistratorul și sursa de curent electric.

Transmițătorul este format dintr-un ax metalic vertical foarte mobil prin intermediul unui sistem de rulmenți. La capătul superior al axului se află un sistem de cupe, iar la cel inferior, axul prezintă un șurub fără sfîrșit (melc). Sub acțiunea vîntului cupele se rotesc odată cu axul, care prin șurubul fără sfîrșit, angrenează un sistem de rotițe dințate.

Prin intermediul acestora la fiecare spațiu de 1 km parcurs de vînt se stabilește un contact electric, care este transmis la dispozitivul înregistrator.

Pe diagrama fixată pe un mecanism de ceasornic, penița înregistratoare înscrie cîte o liniuță verticală, care reprezintă spațiul de 1 km, parcurs de vînt.

Anemograful electromagnetic. Transmițătorul acestuia este format dintr-un ax vertical foarte mobil în jurul său. La capătul superior al axului se află un sistem de cupe, iar la cel inferior o bară magnetică (din oțel cu cobalt). Sistemul de cupe, rotindu-se sub acțiunea vîntului, va roti și magnetul care produce în două bobine, ce se află sub acesta, un curent de inducție, care prin intermediul a două fire de linii este condus la înregistrator.

Deoarece curentul este alternativ din cauza magnetului care se rotește, acesta este redresat, fiind trecut printr-o bobină de șoc și un transformator cupru-oxid de cupru, sau printr-un sistem de patru diode dispuse în punte.

Curentul astfel modulat este trecut la dispozitivul de măsurare care este un galvanometru, cu cadru mobil (sensibil la 10^{-5} amperi).

Cadrul mobil al galvanometrului este un cilindru metalic pe care se află bobinat un conductor metalic izolat, prin care trece curentul redresat, şi care se va respinge cu liniile de forţă ale cîmpului magnetic, format de un magnet (în formă de potcoavă) între polii căruia se află cadrul mobil. Cadrul mobil stă în poziţie de echilibru fiind antrenat de nişte resorturi în spirală, iar pîrghia peniţei, care este solidară cu axul cadrului mobil, se află pe diagramă în dreptul diviziunii zero.

Deoarece curentul ce se dezvoltă la transmiţător va fi cu atît mai intens, cu cît cupele se rotesc mai rapid, deci cu cît vîntul este mai puternic, urmează că şi devierea cadrului mobil şi deci şi a peniţei va fi cu atît mai mare cu cît vîntul va avea o viteză mai mare.

Unghiul de deviere al cadrului mobil (şi deci al peniţei) este proporţional cu intensitatea curentului de inducţie dezvoltat, iar pe diagramă acest unghi este înlocuit cu diviziuni care reprezintă m/s.

La instalarea anemografului se ţine cont şi de rezistenţa firelor de linie.

Anemograful manometric. Alte anemografe se bazează pe principiul tururilor manometrice Pitot.

Într-un astfel de tub aşezat într-un curent de aer se exercită presiunea atmosferică p_s (presiunea statică), precum şi presiunea dinamică a curentului de aer, care este dată de relaţia $\frac{\rho \cdot v^2}{2}$ în care ρ este densitatea aerului şi v, viteza curentului (fig. 103).

Presiunea în cazul acestor tuburi manometrice depinde şi de modul cum sînt orientate faţă de direcţia curentului de aer.

În cazul (X.27) cînd tubul este orientat cu deschiderea contra curentului de aer, presiunea totală P, ce se va exercita prin acesta va fi dată de relaţia

$$P = p_s + \frac{\rho \cdot v^2}{2} \qquad (X.28)$$

şi are ca efect comprimarea aerului, constituind cazul *tubului dinamic.*

În poziţia (X.28) a tubului, aşezat cu orificiul în direcţia curentului se produce o destindere a aerului în tub, iar presiunea totală (P_1) va suferi o scădere, exprimată prin relaţia :

$$P_1 = p_s - k \cdot \frac{\rho \cdot v^2}{2} \qquad (X.29)$$

în care k este un coeficient ce depinde de caracteristicile tubului.

Această dispoziţie a tubului constituie cazul *tubului static.*

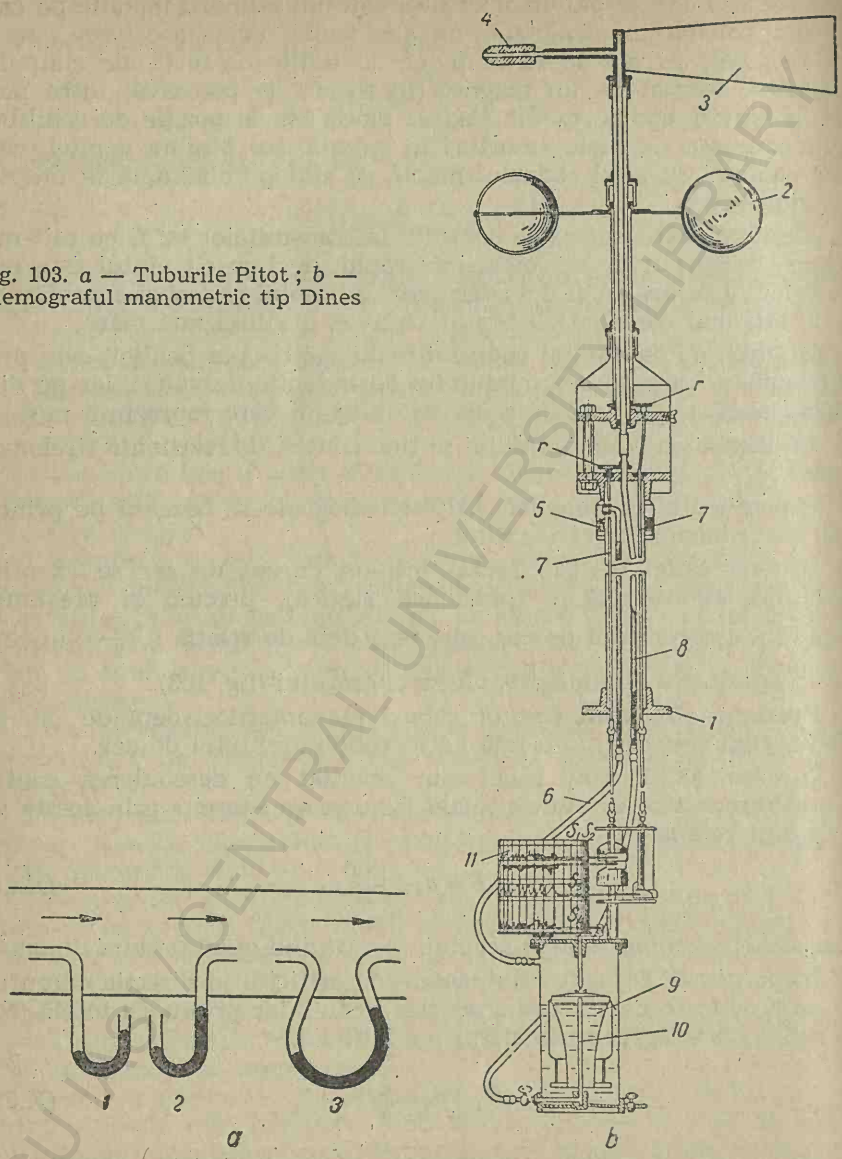


Fig. 103. *a* — Tuburile Pitot ; *b* — anemograful manometric tip Dines

BCU Cluj / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

La un anemograf manometric tubul static şi dinamic sînt reunite astfel încît presiunea totală va fi dată de diferenţa

$$P-P_1=\frac{\rho v^2}{2}+k\frac{\rho v^2}{2}=gdh. \qquad (X.30)$$

Adică această presiune produce o variaţie h a înălţimii lichidului manometric, care se multiplică cu d — densitatea lichidului şi cu g — acceleraţia gravitaţiei dînd valoarea presiunii rezultante.

Din relaţia (X.30) se deduce

$$\frac{\rho v^2}{2}(1+K)=gdh. \qquad (X.31)$$

Din această relaţie se poate afla valoarea

$$v=\sqrt{\frac{2gd}{(1+k)}}\cdot\sqrt{h}=A\sqrt{h}\ \text{m/s},$$

adică v = iuţeala curentului de aer proporţionată cu denivelarea lichidului manometric.

Un anemograf manometric (fig. 103, *b*) mai înregistrează şi direcţia vîntului prin intermediul unei pene de vînt *3*, care la partea (cu greutate *4*), ce se orientează totdeauna pe direcţia de unde bate vîntul are un orificiu prin care pătrunde curentul de aer. Acesta este condus printr-un tub de cauciuc *8* la dispozitivul de înregistrare printr-un tub *10*, unde ridică un plutitor *9* ce este prevăzut cu o tijă metalică de care se angrenează pîrghia peniţei S_4, care înscrie pe diagramă după mecanismul de ceasornic *11* viteza instantanee a vîntului.

Presiunea statică se exercită printr-un orificiu 5 orientat chiar pe direcţia vîntului şi care se exercită mai departe prin tubul de cauciuc *6*, deasupra lichidului din vasul cu plutitir.

Menţionăm că anemograful manometric este astfel construit, încît mai înregistrează şi iuţeala medie a vîntului.

Aceasta se realizează printr-un sistem de transmisie mecanică de rotiţe dinţate r, r şi tije metalice tubulare 7 (pentru a fi mai uşoare) cuplat cu axul sistemului de cupe 2 şi cu pana de vînt.

Pe partea de mijloc a diagramei, prin intermediul penieţi S_3, se înregistrează drumul mediu parcurs de vînt, fiecare linie oblică reprezentînd 10 000 m parcurşi de vînt.

Prin intermediul peniţelor S_1 şi S_2 pe partea superioară a diagramei se înregistrează direcţia vîntului.

Peniţa superioară înregistrează direcţiile de la sud prin est, pînă la nord, şi cea inferioară de la nord prin vest pînă la sud.

Un astfel de anemograf mai este numit şi universal (tip Dines).

§ 14. Sondajul atmosferei

Pentru măsurarea vitezei și direcției vîntului în atmosfera liberă se folosește metoda sondajului cu balonul pilot. Acesta este un balon cu greutatea cunoscută, care se umple cu hidrogen pînă ce capătă o anumită forță ascensională care-i va imprima o viteză de urcare cunoscută. Această forță este funcție de greutatea balonului și se determină cu balanța aerologică (de 200 m/minut).

Urmărirea balonului pilot se face cu ajutorul teodolitului aerologic cronometrîndu-se timpul t din momentul lansării balonului pilot pînă în momentul cînd acesta dispare în nori. Înălțimea I a norilor se deduce din relația

$$I = v \cdot t$$

în care v = 200 m/min este viteza de ascensiune a balonului. Tot cu acest teodolit se determină și unghiul orizontal (azimutul), precum și unghiul vertical (zenit) sau înălțimea deasupra orizontului.

Teodolitul aerologic este de mai multe tipuri și poate fi cu citire directă (tip *R.* Fuess sau Bosch) sau înregistrator (tip Freiberger sau Friedrich), funcționarea acestora fiind identică astfel că pentru simplificare se va descrie numai teodolitul R. Fuess fig. 104, *a*, *b*.

Acesta este format la partea inferioară dintr-o placă metalică *p*, prevăzută cu trei brațe radiale. La fiecare din aceste brațe se află cîte un șurub de calare *s* (nivelare). Tot pe acest disc se află și o mică nivelă *n*, cu bulă și este montat cercul orizontal fix care este gradat în grade de la 0—360° fiind acoperit de o alidadă, care prezintă o deschidere pentru a permite citirea unghiurilor în grade (și zecimi prin intermediul unui vernier O_1.

Alidada *A* este mobilă și pe ea sînt fixate celelalte piese ale teodolitului.

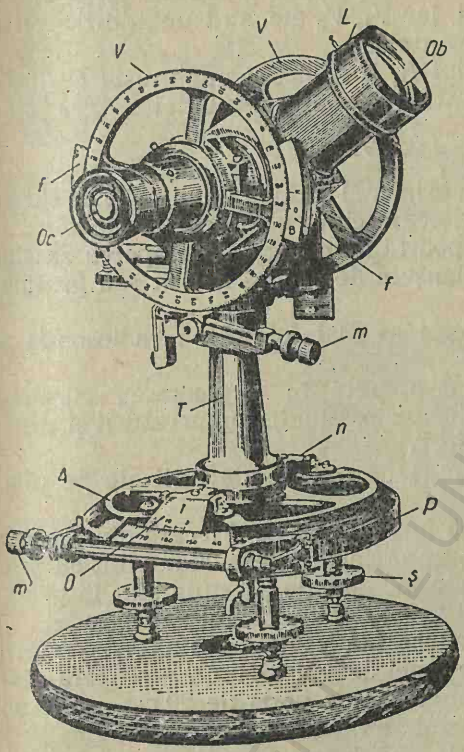
Astfel în centrul ei se află suportul vertical *T*, care are la partea superioară două cercuri verticale *V* (gradate de la 0—180° posedînd și vernierul respectiv *f*).

Atît cercurile verticale cît și cele orizontale se pot mișca prin intermediul unor butoane *m* cuplate cu șuruburi micrometrice (care se pot dezangrena de cercuri, prin depărtare). Tot pe acest suport este fixat și sistemul optic al teodolitului, constînd dintr-o lunetă prevăzută cu un ocular reglabil *Oc* și un obiectiv *Ob*. Luneta teodolitului este cotită în unghi drept și posedă o prismă cu reflexie totală.

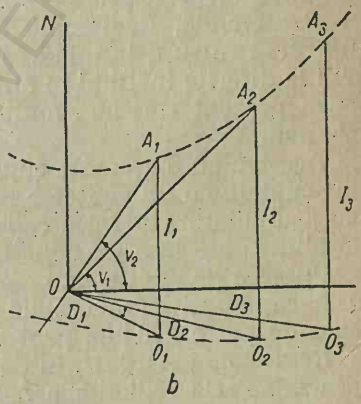
În interiorul ocularului se află firele reticulare.

Pentru efectuarea sondajului, teodolitul se fixează pe un trepied special, se orientează pe direcția nord, se nivelează apoi și se lansează balonul pilot.

Se urmărește balonul, citindu-se și notîndu-se la fiecare minut (top) valorile unghiurilor citite pe cercurile orizontal și vertical. În timpul urmăririi balonului se caută ca imaginea acestuia să se afle tot timpul la întretăierea firelor reticulare.



a



b

Fig. 104. *a* — Teodolitul aerologic R. Fuesst; *b* — proiecțiile poziției balonului pilot.

Această urmărire se efectuează pînă cînd balonul pilot dispare în nori, devine invizibil sau se sparge.

La teodolitele înregistratoare, prin intermediul unui dispozitiv special se imprimă pe o bandă de hîrtie valorile unghiurilor orizontal și vertical.

Prelucrarea datelor sondajului, constă în determinarea direcției și vitezei vîntului, după proiecțiile balonului pilot. Pentru înscrierea proiecțiilor balonului pilot, trebuie să se cunoască unghiurile de direcție și depărtare în plan orizontal a balonului.

Unghiurile de direcție se citesc pe cercul orizontal al teodolitului, iar depărtările în plan orizontal se calculează după înălțimea balonului și după unghiurile de înălțime citite pe cercul vertical.

În fig. 104, *b* punctul *O* este poziția observatorului, axul *ON* reprezintă direcția Nord, A_1, A_2, A_3 etc. sînt pozițiile balonului pilot O_1, O_2, O_3 etc. sînt proiecțiile balonului, iar V_1, V_2 etc. sînt unghiurile verticale și O_1, O_2 etc. unghiurile orizontale.

Cunoscînd înălțimile balonului I_1, I_2 I_3 etc. și unghiurile verticale *V*, se poate afla depărtarea orizontală *O*, conform relației

$$O = I \cot V.$$

După aceste depărtări în plan orizontal și după unghiurile de direcție se înscriu proiecțiile pentru fiecare citire efectuată la teodolit.

Pentru această operație care poartă numele de developarea datelor sondajului aerian se folosește planșeta de sondaj aerian sau graficul Molceanov.

Tot pentru sondajul atmosferei se mai folosește : radiosonda și radarul meteorologic.

Radiosonda. Radiosondele sînt aparate în exploatarea curentă, utilizate pentru determinarea valorilor presiunii, temperaturii și umezelii la diferite înălțimi în atmosferă.

În prezent sînt mai multe tipuri de radiosonde utilizate pe plan mondial.

Acestea au o greutate cuprinsă între 0,4—2 kg. Fiecare din acestea sînt cuplate cu un emițător radio cu o slabă putere, alimentat cu pile sau acumulatori de mică capacitate iar lămpile acestuia sînt în general alimentate la o tensiune 2—6 volți, după modelul radiosondei.

Puterea de emisie este foarte slabă (de ordinul zecimilor de watt), însă grație poziției favorabile a antenei de emisie, undele acoperă distanța de peste 200 km, pentru lungimile de undă de 20 cm — 200 m.

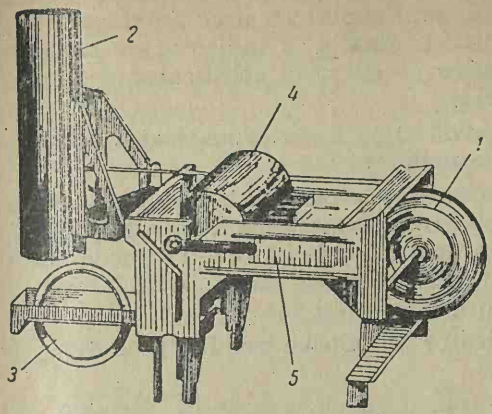
Radiosonda A-22.III. În dotația observatoarelor aerologice din țara noastră se află radiosonda A-22-III de fabricație sovietică.

Aceasta permite telemăsurarea a trei elemente meteorologice, prin intermediul a zece semne din alfabetul Morse.

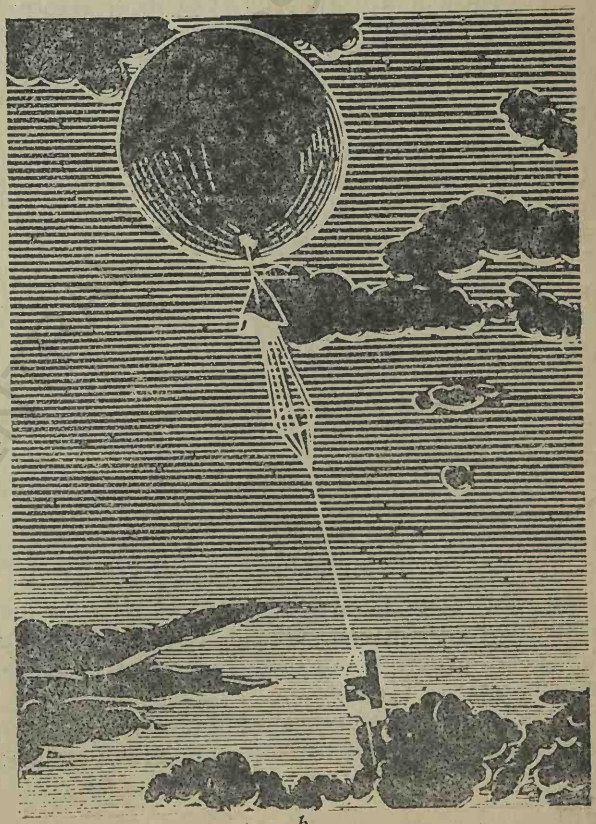
Acest tip de radiosondă asigură o precizie mai mare și în același timp include erori neglijabile sub influența inerției și radiației solare.

Această radiosondă este alcătuită din 3 piese receptoare independente pentru : presiune *1*, temperatură *2*, umezeală relativă *3* și un cilindru codificator *4*. Aceste piese sînt montate pe un cadru de tablă ușoară și rezistentă *5* (fig. 105).

Toate acestea sînt fixate pe cadrul radiosondei prin intermediul unor șuruburi, iar cilindrul codificator are o suspensie mobilă, avînd asigurată și izolarea electrică.



a



b

Fig. 105. *a* — Radiosonda A — III—22 ; *b* — radiosondă purtată de balon.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Piesa receptoare pentru presiune este formată din două capsule aneroide care, prin intermediul unui suport cu arc, sînt legate cu o piesă metalică în centrul căreia este fixat acul indicator de presiune, care stabileşte contactele electrice pe cilindrul codificator, în funcţie de variaţiile presiunii atmosferice.

Dispozitivul de presiune posedă şi un termocompensator care este reglat în timpul verificării radiosondei.

Compensarea deformării capsulei aneroide, sub influenţa temperaturii, se efectuează prin încovoierea termocompensatorului, într-un sens sau altul, faţă de poziţia iniţială (ca şi la barometrele aneroide şi barografe). Rezultatul este că sensibilitatea dispozitivului rămîne constantă, chiar dacă temperatura este variabilă.

Pentru reglarea acului indicator la valorile presiunii, se foloseşte un şurub special.

Receptorul de temperatură este o lamă bimetalică formată din oţel-invar (cu grosimea de 0,13 mm) şi are forma de spirală, fiind fixată la ambele capete pe un cadru metalic. De mijlocul spiralei bimetalice este cuplat acul indicator de temperatură.

Sub influenţa variaţiilor de temperatură se modifică curbura bimetalului şi ca urmare se produce o deviere a acului indicator.

Receptorul de temperatură este protejat contra radiaţiei solare de un înveliş metalic demontabil. Peretele exterior al acestuia este lucios, pentru a reflecta radiaţiile iar cel interior este vopsit în negru pentru mărirea capacităţii de absorbţie.

Receptorul de umezeală 3 este o membrană higroscopică (de origine animală) de formă circulară.

Aceasta este fixată într-un inel metalic, iar de mijlocul membranei este fixat un disc metalic care cu ajutorul unei vergele uşoare se cuplează printr-un sistem de pîrghii cu acul indicator.

La variaţiile umezelii relative curbura membranei se modifică şi prin intermediul unei tije flexibile produce deplasarea acului indicator pe cilindrul codificator.

Punerea în valoare a acului se face cu ajutorul unui şurub care fixează inelul cu membrană de cadrul metalic.

Cilindrul codificator 4 este format dintr-o placă metalică aproape cilindrică, cu suprafaţa exterioară striată de mici şanţuri. Partea activă a acestei plăci este argintată şi pe ea sînt trasate, prin metoda fotochimică, semnele codului. O parte din suprafaţa plăcii codificatoare, care nu este utilizată în acest scop, este acoperită cu lac electroizolant.

Deci unele sectoare ale suprafeţei striate rămîn dezgolite şi vor stabili contacte electrice, iar altele vor fi izolate.

Semnele codului trasate pe suprafața de lucru a plăcii la trecerea vîrfului acului indicator al celor trei receptoare pentru elementele meteorologice, de-a lungul șanțului respectiv vor emite un semnal Morse, sub forma a două litere din care prima literă reprezintă numărul zecilor și a doua al unităților.

Cu ajutorul a 10 litere se transmit 100 valori diferite.

Literelor care se folosesc la această radiosondă pentru transmiterea semnalelor le corespund cifrele următoare :

Litera	T	A	U	R	F	L	D	N	S	I
Cifrele	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Semnale Morse	—	•—	••—	•••—	••••—	•••••	—••••	——•••	———••	————•

Acele indicatoare ale receptoarelor elementelor meteorologice se deplasează pe mijlocul șanțului plăcii codificatoare.

Aceasta este fixată pe un cadru alcătuit din două sectoare unite între ele printr-un ax, prevăzut cu o contragreutate.

Axul plăcii codificatoare este format din două părți izolate electric, dar legate mecanic printr-o bucșă izolatoare. La un capăt al axului este fixat un pinion, care transmite rotirea plăcii codificatoare. Capetele axului sînt conice și se sprijină în lagărele respective din cadrul aparatului. De bucșa izolatoare de pe axul plăcii codificatoare este fixată lama metalică, care este legată electric cu placa codificatoare. Această lamă, la contactul cu unul din capetele plăcii cu arc, fixată pe cadru, produce un sunet, care este semnal de separare (o liniuță lungă).

Emițătorul radio al datelor elementelor meteorologice este fixat pe cadrul radiosondei prin șuruburi, iar la cilindrul codificator este suspendat cu capetele axului în lagărele respective.

În vederea lansării, întreg mecanismul radiosondei se introduce cu picioruşele corpului metalic în orificiile unei carcase de carton. Receptoarele de temperatură și umiditate se află în interiorul carcasei de carton.

La partea superioară a carcasei se mai află două compartimente pentru bateriile de alimentare și pentru emițătorul radio.

Acest emițător este astfel construit încît poate fi foniometrat.

Limitele de măsurare ale radiosondei A-22-III sînt :

— presiunea de la 1 050 la 10 mb ;

— temperatura de la +40 la 75 °C ;

— umezeala relativă de la 15% la 100%.

Numărul şanţurilor plăcii codificatoare asigură măsurarea elementelor meteorologice, după cum urmează :

a) pentru presiune 235 şanţuri ;

b) pentru temperatură 260 şanţuri ;

c) pentru umezeală 80 şanţuri.

Orice radiosondă înainte de lansare este controlată şi supusă încercărilor, iar în timpul ascensiunii acesteia, prin intermediul unui balon cu hidrogen, semnalele sînt recepţionate prin radio.

§ 15. Folosirea radarului în meteorologie

În meteorologie radarul se foloseşte mai ales pentru a semnala prezenţa şi configuraţia sistemelor noroase şi oragiilor, evoluţia şi deplasarea acestora, pe o rază de 200—300 km în jurul staţiei radar.

O altă aplicaţie a radarului este cea privitoare la măsurarea caracteristicilor vîntului în altitudine.

Principiul radarului. Cuvînt „RADAR" este prescurtarea expresiei engleze „radio detection and ranging", care înseamnă detecţie şi telemăsură prin radio.

Instalaţia radar utilizează proprietatea undelor electromagnetice de a fi reflectate de obiectele pe care le întîlnesc sau de a fi difuzate de particulele ce se află în suspensie în atmosferă (picături de apă, fulgi de zăpadă etc.).

Reflecţia undelor electromagnetice este valabilă după natura suprafeţei obiectelor pe care le întîlneşte. Orice obiect capabil să reflecte sau să difuzeze energia radar constituie aşanumita „ţintă". O ţintă meteorologică are particularităţi anumite prin faptul că nu constituie un corp omogen ci este alcătuită dintr-un mare număr de ţinte minuscule, picături fine de apă ale norilor şi precipitaţiilor, care vor reflecta radiaţia electromagnetică incidentă conform legilor clasice ale acestui fenomen.

Radarul este un dispozitiv care îşi bazează funcţionarea pe principiul ecoului, distanţa pînă la ţintă este măsurată prin intervalul de timp necesar undelor electromagnetice pentru a ajunge pînă la ţintă şi să se întoarcă după ce au fost parţial reflectate.

În meteorologie, tipul cel mai răspîndit este radarul cu impulsuri al cărui principiu este următorul :

Emiţătorul radarului produce la intervale regulate (cu durata de ordinul milionimii de secundă) impulsuri de foarte mare putere, dirijate în spaţiu, sub forma de fascicul îngust, cu ajutorul unei antene reflectoare parabolice rotitoare.

Ţinta lovită de impulsul radar emis reflectă o parte din energia impulsului, dînd naştere unui ecou a cărui intensitate va depinde de natura şi dimensiunile ţintei.

Dacă energia ecoului depăşeşte o anumită limită va fi interceptat de antenă, apoi ajunge la un dispozitiv receptor de înaltă sensibilitate, iar informaţiile primite apar pe ecranul unui tub catodic. Acest receptor este capabil să recepţioneze semnale chiar cu puterea de numai $5 \cdot 10^{-13}$ W.

Emisiunea fiind dirijată, faptul că un ecou este detectat după emisiunea unui semnal, arată că ţinta se află în direcţia de emisiune şi deci se poate deduce direcţia şi înclinarea ţintei. Pe lîngă aceasta prin măsurarea timpului care s-a scurs între emisiunea semnalului şi întoarcerea ecoului se poate obţine distanţa, care separă obstacolul de emiţător.

Se ştie că undele electromagnetice se propagă cu iuţeala de 300 000 km/s, astfel că timpul utilizat de un semnal pentru a atinge obstacolul şi a se întoarce este foarte scurt, de ordinul $\frac{1}{10\,000}$ dintr-o secundă, pentru un obstacol situat la cca. 15 km.

Pentru măsurarea unui asemenea timp, atît de scurt, se utilizează un cronometru electronic, iar rezultatele sînt înregistrate pe un osciloscraf catodic.

Radarul cu impulsuri este alcătuit din următoarele elemente (fig. 106) :

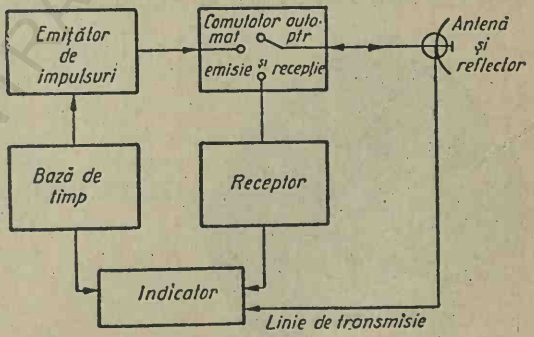


Fig. 106. Schema de principiu a radarului cu impulsuri.

Un emiţător (fig. 107) de impulsuri alimentat numai în timpul scurtei durate de funcţionare, o antenă de direcţie, care este folosită pentru captarea ecourilor şi este conectată la receptor în cursul intervalului de timp, ce separă emisiunea a două impulsuri succesive ; un comutator automat asigură modificările legăturii necesare.

Un indicator (fig. 108) care dă operatorului o informație vizuală asupra distanței și intensității ecoului, care este acționat de semnalele convenabil amplificate în dispozitivul de recepție.

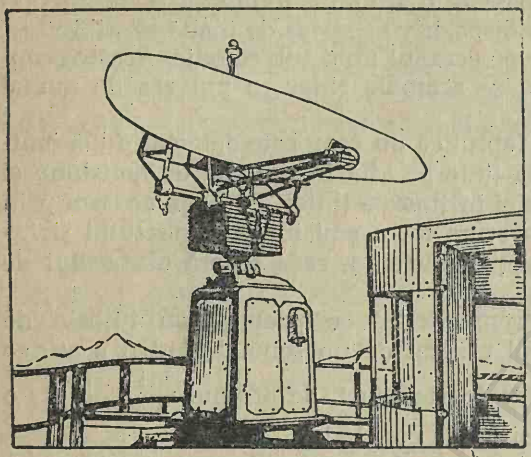


Fig. 107. Dispozitivul transmițător al radarului cu antenă parabolică și emițător.

Indicatorul este format dintr-un dispozitiv de măsurarea timpului ecoului, declanșat la emisiunea impulsului și în unele cazuri, prin intermediul unei legături mecanice sau electrice cu suportul antenei, indicînd de asemenea direcția ecoului.

Pentru a cunoaște posibilitățile oferite meteorologiei de radar, este necesar a se preciza rolul și funcționarea unor părți ale acestuia :

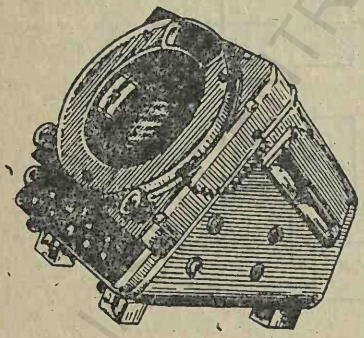


Fig. 108. Dispozitivul indicator al radarului (oscilograful catodic).

Antena radar. Reperarea direcției în care se găsește obiectivul pe care se formează ecourile, face necesară canalizarea energiei transmise de emițător într-o direcție determinată. Acest rol îl îndeplinește „aerianul", care este o combinație a unei antene și a unui dispozitiv, ce per-

mite emiterea energiei (și a recepționa ecourile) într-un fascicul mai mult sau mai puțin larg.

Aerianul are deci un dublu rol, căci permite nu numai găsirea direcției țintei, ci și facilitarea posibilităților detecției.

O țintă situată la oarecare distanță va fi deci atinsă de o energie mai mare și în consecință va genera un ecou mai puternic.

După întrebuințarea care se dă radarului, printr-o dispoziție specială a aerianului se dă fasciculului diferite forme.

Pentru a obține măsurări precise, aerianul, trebuie să emită un fascicul cît mai îngust posibil.

În cazul radarului centimetric, acesta se realizează prin reflecția undelor dintr-un dispozitiv plasat în focarul unui reflector parabolic. Se realizează deci aceeași dispoziție ca și în cazul unui proiector optic.

Radarul centimetric trebuie să fie echipat cu un aerian mobil, pentru explorarea în diferite direcții, iar dimensionarea acestuia se face după puterea pusă în joc. În mod practic dimensiunile maxime ale unui aerian nu depășesc 10 m pentru lungimi de undă 10 cm; 5 m pentru cele de 3 cm etc.

Pentru diminuarea presiunii produsă de vînt se construiesc oglinzi reflectoare în formă de grilă, ale cărei bare sînt la o anumită depărtare în funcție de lungimea de undă.

Indicatorul. Recepția unui ecou prin antena radarului se traduce prin apariția unei tensiuni electrice la ieșirea din receptor.

Indicatorul este dispozitivul care utilizînd această tensiune permite ca informațiile relative la direcția în care se îndreaptă emisiunea să fie observate vizual.

La tipurile de radar utilizate în meteorologie, poziția și intensitatea ecourilor apar pe ecranul unui oscilograf catodic (fig. 109).

Organul mobil al acestui dispozitiv este un fascicul îngust de electroni, emis de un catod și traversează apoi un sistem de electrozi (ce formează o lentilă electronică), care are rolul de a-l concentra.

Pe ecranul fluorescent al tubului catodic fasciculul apare ca un punct luminos a cărui luminozitate poate fi reglată prin modificarea tensiunii unei grile, așezată în apropierea catodului și care influențează debitul electronilor emiși. Fasciculul de electroni poate fi deviat către un punct oarecare al ecranului prin intermediul unui cîmp electric sau magnetic.

Datele radarului pot fi prezentate în diferite feluri după tipul indicatorului utilizat.

Precizia radarului. Puterea de separație a obiectivelor vecine din spațiu este funcție de deschiderea fasciculului dat de aerian și de durata impulsului.

Două ţinte situate la aceeaşi distanţă D, vor da două ecouri, care nu se vor confunda, decît în cazul cînd direcţia lor diferă cu un unghi puţin mai mare decît deschiderea θ a fasciculului. Detaliile date pe un ecran panoramic sînt cu atît mai numeroase cu cît diminuează lărgimea fasciculului şi cu cît ţintele sînt mai apropiate. În acelaşi timp ele se deosebesc unul de altul în cazul cînd sînt depărtate între ele cu o distanţă mai mare ca $D \cdot \theta$.

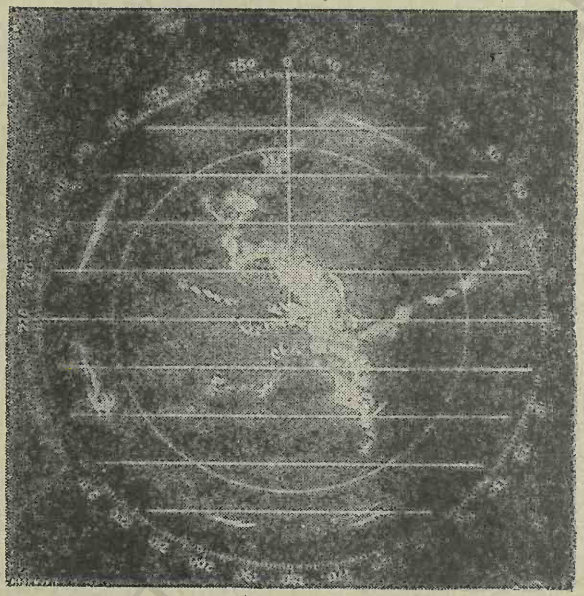


Fig. 109. Imaginea unui front de precipitaţii pe ecranul radar.

Separarea ţintelor situate în aceeaşi direcţie depinde de durata t a impulsului. În consecinţă lungimea l, în spaţiu, a trenului de unde corespunzător, este egală cu ct (c fiind viteza de propagare a undelor electromagnetice).

Ecourile provenind de la două ţinte la o distanţă mai mică de $\frac{l}{2}$ nu pot fi separate, deoarece ecourile date de sfîrşitul unui impuls pe un obiectiv situat la distanţa D, soseşte în acelaşi timp cu cele trimise de partea frontală a acestui impuls, la o distanţă egală cu $D + \frac{l}{2}$.

Performanţa de propagare, totdeauna limitată de curbura Pămîntului, este mai greu de definit, deoarece ea depinde în cazul măsu-

rătorilor meteorologice și de puterea de difuziune a multitudinii picăturilor sau cristalelor de gheață, deci de construcția variabilă a norilor și precipitațiilor.

În domeniul undelor foarte scurte utilizate în aplicațiile meteorologice ale radarului, radiația electromagnetică este supusă în cursul drumului ce a străbătut prin atmosferă, la efecte de atenuare, care pot reduce distanța maximă de detecție. Această atenuare se datorește absorbției energiei de către oxigen și vaporii de apă, precum și absorbției și difuziunii acesteia de picăturile de apă și de cristalele de gheață. Zăpada și grindina produc o atenuare mai mică decît ploaia.

În general se știe că intensitatea precipitațiilor este variabilă în timp și spațiu, astfel că și ecourile radar suferă aceleași variații.

Astfel, pe ecranul indicatorului radar ecourile se traduc în cazul unui avion printr-un punct, iar o zonă ploioasă apare ca o pînză continuă (fig. 106). O altă aplicație a radarului meteorologic este :

Radar-vîntul. Măsurarea caracteristicilor vîntului în altitudine prin radar se efectuează de la sol prin intermediul unui radar cu comandă manuală. Acesta funcționează tot cu unde centimetrice și permite localizarea continuă a unui balon ce poartă un dispozitiv de reflexie a undelor electromagnetice, care furnizează un ecou destul de intens. Urmărirea balonului se poate face pînă la o distanță de 150 km stabilindu-se prin intermediul imaginilor ce apar pe ecranul osciloscopului atît direcțiile vîntului cît și viteza acestuia.

§ 16. Utilizarea laserului în meteorologie

Laserul, acest generator cuantic de energie luminoasă este cunoscut în lumea întreagă prin aplicațiile sale în foarte multe domenii de activitate.

Denumirea de „laser" provine de la inițialele cuvintelor englezești : light amplification by stimulated emission of radiations, care înseamnă : amplificarea luminii prin stimularea emisiei de radiații.

Principiul folosirii laserului în meteorologie este asemănător cu acela al radarului — deosebindu-se de acesta prin faptul că în cazul laserului se folosește o anumită porțiune de microunde din spectrul electromagnetic.

În ultimul timp cercetătorii americani au experimentat un sistem de laser meteorologic numit „lidar" (de la inițialele cuvintelor englezești : light detection and ranging, (care înseamnă detecția luminii și telemăsurare).

Lidarul este format dintr-un emițător, un receptor, o instalație de comandă și de înregistrare pe un osciloscop.

Emiţătorul posedă un cristal de rubin cromat, şlefuit în unghi brewsterian, prin care poate străbate radiaţia cu lungimea de undă de 6 943 Å. Acest emiţător este alimentat de o sursă de curent cu tensiunea de 0,5 kV şi cu intensitatea de 150 mA.

Excitarea cristalului de rubin se efectuează de către două lămpi eclatoare, cu xenon şi cu o energie de 2 500 W. Pentru selectarea radiaţiilor emise dispozitivul este prevăzut cu un filtru de saturaţie confecţionat din ftalociamină dizolvată în cloroform.

Receptorul are aceeaşi formă (de telescop) ca şi emiţătorul şi primeşte fasciculul luminos parţial reflectat de particulele din atmosferă (ecoul) cade pe un fotcamplificator unde este transformat în energie electrică. Atît emiţătorul cît şi receptorul sînt montate în două dispozitive tubulare aproape identice (fig. 110) care sînt fixate pe un trepied metalic, fiind protejate de o calotă hemisferică.

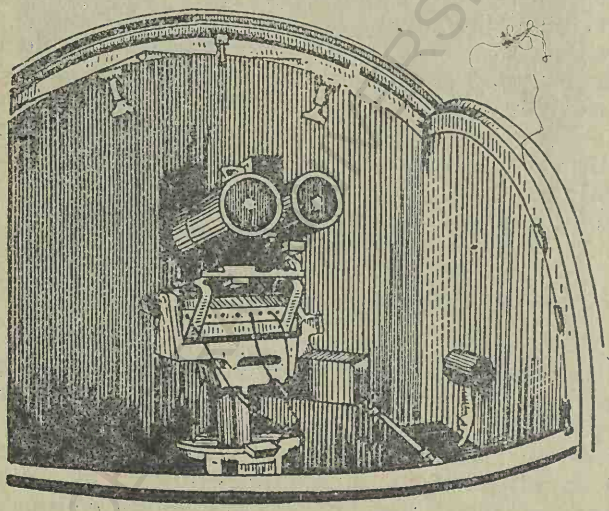


Fig. 110. Dispozitivele emiţător şi receptor ale laserului meteorologic.

Înregistrarea datelor este efectuată de o instalaţie specială care comportă un tablou de comandă, o cameră specială de înregistrare (Polaroid) pentru înregistrarea datelor şi un oscilograf pe al cărui ecran apar rezultatele măsurătorilor sub forma de diagramă (fig. 111).

Instalaţia laser este folosită pentru determinarea înălţimii bazei norilor (plafonul). În acest scop fasciculul laser emis se proiectează pe nor, acesta este parţial reflectat de particulele din nor (picături de

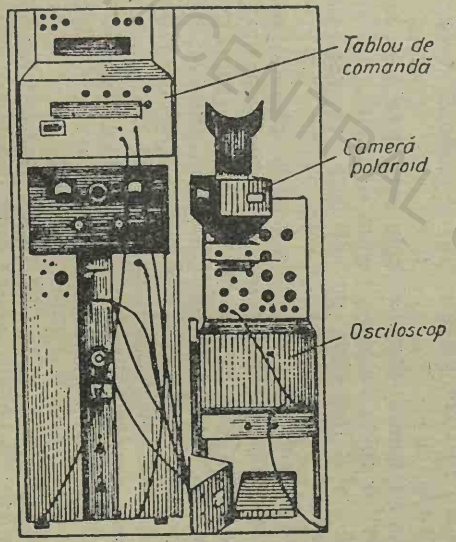


Fig. 111. Dispozitivul de înregistrare al laserului meteorologic.

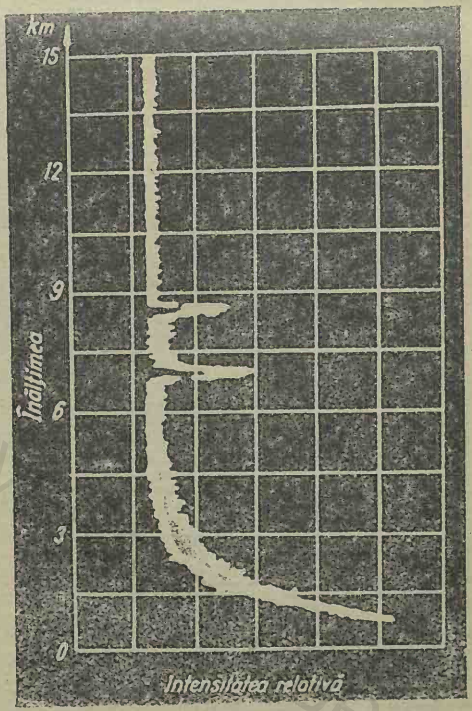


Fig. 112. Imaginea pe oscilograful laserului pe care se detectează înălțimile a 2 straturi de nori.

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

apă, cristale fine de gheață), și va ajunge la dispozitivul receptor. În acesta radiația reflectată trece printr-un filtru optic care are rolul de a diminua influența luminozității bolții cerești. Fasciculul recepționat este amplificat și transformat în energie electrică, apoi trece în camera de înregistrare polaroid (fig. 111) de unde este transpus pe ecranul osciloscopului.

Astfel în fig. 112 este arătată imaginea produsă de ecoul laser de două straturi de nori a cărui intensitate relativă variază din cauza reflexiei fasciculului laser de către bazele celor două straturi de nori ce se află la înălțimile respective în km indicate pe o ordonată.

Tot cu ajutorul laserului se poate detecta înălțimea la care se află un strat de praf, un nor format din cristale de gheață etc. și se poate detecta apariția ceței sau pîclei la orizont și care nu pot fi observate direct.

În viitorul apropiat utilizarea laserului se va extinde în determinările de precizie asupra aerosolilor și a diverșilor poluanți din straturile joase ale troposferei precum și în determinarea vitezei și direcției vîntului prin urmărirea particulelor antrenate de acesta.

§ 17. Racheta meteorologică

În ultimul deceniu, metodele indirecte de studierea atmosferei superioare au fost completate cu noi dispozitive ca rechetele și sateliții meteorologici.

Racheta de sondaj meteorologic este dotată cu aparate de măsură a parametrilor meteorologici, cu un dispozitiv de transmiterea informațiilor și cu o instalație pe sol care recepționează și descifrează datele.

O astfel de rachetă este un dispozitiv neghidat cu două etaje care utilizează combustibil lichid (acid azotic cu esență de terebentină, peroxid de azot, acid azotic cu alcool furfurilic etc.) sau în ultimul timp, combustibil solid format dintr-un amestec de amine cu liant plastic, care poate asigura ascensiunea aparatelor de măsură pînă la altitudini de peste 100 km. Lansarea rachetei se face de pe o rampă specială care comportă un afet și raiuri de ghidare în spirală cu scopul de a asigura rotirea rachetei în jurul axei sale longitudinale și în consecință stabilitatea în timpul zborului.

Racheta este pusă în poziția de tir la sol la un unghi de înălțime diferit, în alegerea căruia se ține cont de efectul vîntului asupra zborului rachetei. Valorile măsurătorilor pot fi înregistrate la bordul rachetei și apoi recuperate după parașutarea vîrfului rachetei (ogivă) sau pot fi transmise la sol prin telemăsură. Măsurarea parametrilor

atmosferici se efectuează începînd din momentul separării ogivei, deci pe parcursul căderii acesteia.

Corpul rachetei cuprinde două părţi : vîrful sau ogiva rachetei şi compartimentul cu echipamentul acesteia.

În ogiva rachetei se află două manometre termice (de tip Pirani) *m*, *4* termometre cu rezistenţă electrică *R*, din care două sînt destinate pentru măsurarea temperaturii atmosferice şi două pentru determinarea temperaturii pereţilor manometrelor şi a suporturilor pe care sînt fixate termometrele. Fiecare manometru este alcătuit din două elemente de măsură şi alte două elemente pentru compensarea temperaturii. Aceste manometre asigură măsurarea presiunii atmosferice între limitele 5 la 0,5 torr şi de la 0,5 la $5 \cdot 10^{-5}$ torr.

Pentru măsurarea temperaturii pereţilor manometrelor se folosesc termometre cu rezistenţa de control, confecţionate din fir de cupru emailat cu diametrul de 30—35 μ.

Termometrele cu rezistenţe principale au ca element sensibil cîte un fir de aliaj tungsten-rheniu cu diametrul de 35 μ şi cu lungimea de 13 cm avînd un înveliş antiradiativ din aliaj de aur-paladiu. Prin utilizarea a 4 termometre se asigură continuitatea şi precizia măsurătorilor. Două din aceste termometre asigură măsurarea temperaturilor între —100 şi +250 °C şi celelalte două de la —20 la +350 °C. Toţi aceşti captori de temperatură se află în circuitul unor punţi Wheatstone-neechilibrate cuplate la o sursă comună de alimentare *L* şi la un comutator *C* (fig. 113).

În compartimentul de sub termometre se află patru balometre *B* care au rolul de a măsura intensitatea radiaţiei solare, ce acţionează sub forma de flux caloric asupra celor 4 termometre.

Transmiterea datelor este asigurată de un emiţător radio *E*, care cuprinde 3 etaje : un generator de unde sinusoidale, o cascadă de comandă cu tub de reactanţe şi un amplificator de putere.

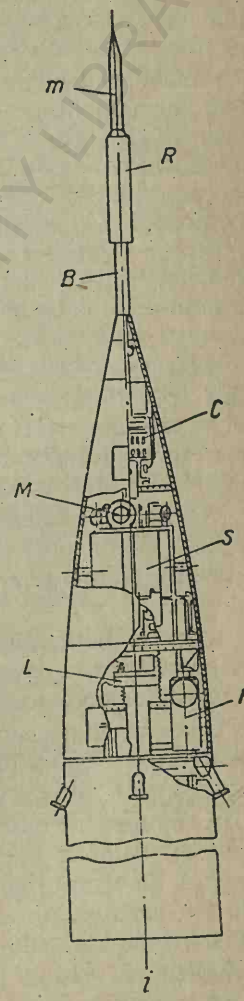


Fig. 113. Schema rachetei meteorologice.

Stabilirea coordonatelor ogivei în timpul zborului se realizează printr-un sistem reperaj radio-radar *F*, în care se folosește principiul de răspuns radar activ. Antena radarului are forma a două turele care sînt dispuse pe marginile diametral opuse ale ogivei.

Blocul de alimentare *A* al rachetei este format din baterii cu pile uscate și acumulatori care funcționează la anumite tensiuni. Racheta mai este prevăzută și cu un sistem de patru aparate fotografice *F*, pentru determinarea poziției acesteia în spațiu.

Rachete pentru determinări asupra vîntului. Racheta pentru vînt este formată dintr-un mic motor-rachetă, care funcționează cu combustibil de propargol solid și dintr-o încărcătură de foițe sau ace metalice, care pot fi reperate prin intermediul unui radar. În timpul ascensiunii, cînd racheta se află sub influența forței de propulsie și în momentul cînd accelerația încetează, containerul cu foițe (ace) metalice se separă de motor și cînd racheta a ajuns la înălțimea maximă a traiectoriei, foițele metalice sînt evacuate din tub și se împrăștie, continuînd o sursă de obstacole reflectante în urmărirea traiectoriei lor cu ajutorul radarului.

Foițele (acele) fiind mai grele decît aerul înconjurător încep să cadă spre Pămînt, însă în timpul căderii sînt antrenate de mișcările orizontale ale straturilor de aer pe care le străbat. Prin înregistrarea traiectoriei foițelor metalice cu ajutorul radarului se determină altitudinea lor și se poate calcula direcția și viteza vîntului.

Rachete prevăzute cu sonde. Acest sistem se compune dintr-o rachetă cu un etaj cu combustibil solid. Încărcătura utilă a rachetei cuprinde elementele sensibile pentru măsurarea parametrilor meteorologici.

Cînd racheta atinge vîrful traiectoriei, sarcina utilă cu aparatele meteorologice se separă de motorul rachetă, iar măsurarea valorilor elementelor meteorologice se face în timpul coborîrii.

Unele rachete-sonde pot atinge înălțimea de 75 km și sînt prevăzute cu un balon pliat (de material plastic), o antenă diedru pentru radar și un recipient cu izopentan pentru umplerea balonului.

În momentul atingerii înălțimii maxime se produce detașarea rachetei, balonul se umflă și începe coborîrea lentă spre suprafața terestră. În timpul coborîrii, balonul este antrenat de mișcările laterale ale aerului, din straturile pe care le străbate. În timpul acesta, traiectoria balonului este determinată cu ajutorul radarului.

Înălțimea, viteza de coborîre a balonului, precum și direcția și viteza vîntului se pot calcula cu ajutorul datelor determinate de radar. Întrucît greutatea balonului este cunoscută se poate deduce

densitatea aerului, utilizîndu-se valorile vitezelor de coborîre ale balonului.

Un alt tip de rachetă tot pentru înălțimea de 75 km transportă o sondă meteorologică și o paraşută. Sonda este asemănătoare cu o radiosondă, însă funcționează numai la coborîre. Pentru măsurarea temperaturii este înzestrată cu un termistor, pentru presiunea aerului, un dispozitiv hipsometric, iar pentru umezeală cu un dispozitiv capabil să determine punctul de rouă. Sonda mai posedă și un emițător radio cu o anumită frecvență ale cărui semnale sînt recepționate de stația de la sol.

Echipamentul de măsură la sol al rachetei meteorologice este format dintr-o stație radiotelemetrică de recepție, o superheterodină pe unde scurte, un dispozitiv panoramic și dintr-un radar.

Pe tubul catodic apar impulsurile care corespund cu frecvența semnalelor primite. De asemenea se poate asigura și luarea de fotografii de pe ecranul tubului catodic prin intermediul unui dispozitiv de antrenare a filmului. Înregistrarea coordonatelor și timpului se face pe bandă prin intermediul unui înregistrator numeric.

Toate punctele de înregistrare a datelor emise de rachete sînt legate între ele și cu postul de comandă pentru lansarea rachetelor prin comutație telefonică.

Descifrarea rezultatelor măsurătorilor cuprinde două faze : prima constînd în descifrarea înregistrării radiotelemăsurătorilor și convertirea mărimilor în valori numerice a determinărilor instrumentale iar a doua fază comportă calculul parametrilor meteorologici din atmosfera liberă după datele furnizate de aparate.

Astfel presiunea atmosferică se obține utilizînd relația

$$P_1 = P_0 e^{-\frac{R}{M} g \left(\frac{R_t}{R_t+z_0}\right)^2 \cdot \frac{1-\frac{T_1-T_0}{2T_0}}{T_0} \cdot (z_1-z_0)};$$

în care :

P_1 este valoarea presiunii ce se măsoară la nivelul superior al unui strat de aer ;
P_0 — valoarea presiunii la nivelul inferior al stratului de aer ;
R — constanta gazelor ;
M — greutatea moleculară a aerului ;
R_t — raza globului pămîntesc ;
z_0 și z_1 — înălțimile la care se măsoară respectiv P_0 și P_1
T_0 și T_1 — temperaturile și nivelurile la care se măsoară P_0 și P_1 ;
g — accelerația gravitației.

Temperatura atmosferei la înălțimile la care ajunge ogiva se calculează prin intermediul relației următoare

$$T_\infty = T_t \left(1 - \tau_t \frac{\gamma - 1}{2} M_t^2 - \frac{\Sigma Qr}{hST_t} + \frac{\varepsilon \sigma T_t^3}{h} - \frac{Q_{gj}}{hST_t} + \frac{Q_g}{hST_t} + \frac{C_t}{hST_t} \cdot \frac{dT_t}{dt}\right)$$

în care :

T_∞ este temperatura atmosferei libere ;
T_t — temperatura firului termometric ;
M_t — este așa-numita constantă a lui Mach ce se determină în raport cu temperatura firului ;
τ_t și h — sînt respectiv coeficientul de recuperare a temperaturii și a celui de schimb caloric al firului ;
ΣQ_r — intensitatea radiației absorbită de termometru ;
ε — coeficientul de radiație al termometrului ;
σ — constanta lui Ștefan-Boltzmann ;
Q_{gj} — cantitatea de căldură degajată prin efectul Joule de termometru ;
Q_z — cantitatea de căldură pe care o primește firul termometric de la suport, prin conductivitate ;
C_t — capacitatea calorifică a termometrului ;
t — timpul ;
S — suprafața laterală a termometrului ;
γ — gradientul vertical de temperatură.

Caracteristicile vîntului se calculează pe baza observațiilor traiectoriei ogivei parașutate, prin folosirea relațiilor de forma :

$$V_{ex} = V_x + |V_y| \cdot \frac{dx}{dy + g}$$

$$V_{ez} = V_z + |V_y| \cdot \frac{dz}{dy + g}$$

în care :

V_{ex} este componenta vitezei vîntului din direcția nord ;
V_{ez} — aceeași componentă din direcția est ;
V_x, V_y, V_z — componentele vitezei parașutei după axele de coordonate în timpul coborîrii ogivei către sol ;
dx, dy, dz — sînt respectiv componentele accelerației ogivei parașutate după cele trei axe ;
g — accelerația gravitației.

După cum se constată sondarea atmosferei cu ajutorul rachetelor meteorologice comportă o serie de operații și calcule destul de complicate însă în final acestea conduc la rezultate de o precizie remarcabilă.

§ 18. Sateliți meteorologici

Pentru a lărgi sfera observațiilor meteorologice și a asigura obținerea de informații și din zonele în care nu există stații de observație s-a făcut apel la sateliții artificiali meteorologici. Aceștia constituie adevărate observatoare cu care se poate explora o mare parte a atmosferei terestre fie că sînt mobili, fie că sînt staționari.

Sateliții meteorologici prezintă avantajul că permit efectuarea de observații din afara atmosferei și furnizează rapid informații meteorologice la scara globului terestru.

Satelitul meteorologic este prevăzut cu una sau mai multe camere de televiziune care pot da o imagine în lumină vizibilă a unei părți din emisfera terestră luminată de Soare. Suprafața regiunii fotografiate depinde de unghiul de luat vederi sau de cîmpul acestei camere. Pe fotografii se disting ușor formațiile noroase și dacă se iau mai multe imagini ale unei regiuni, la diferite intervale de timp se poate deduce evoluția sistemelor noroase.

Imaginea este transformată în modulație electrică prin intermediul unui dispozitiv de analiză prin baleiaj, ca și în televiziune, dar cu o viteză mai redusă, cu scopul de a ocupa o bandă de frecvență cît mai mică. Semnalele electrice care provin din analiza unei imagini pot fi transmise instantaneu prin radio la o stație de recepție de pe sol sau pot fi înregistrate pe bandă magnetică și transmise în momentul interogării de către stația de telecomandă de la sol.

Aceste două sisteme pot fi utilizate concomitent, permițînd pe de o parte stațiilor de recepție situate pe verticala satelitului să utilizeze fotografiile norilor de deasupra lor pentru prevederile locale de timp și pe de altă parte ca stația receptoare să aibă o privire de ansamblu asupra formațiilor noroase din jurul Pămîntului.

Satelitul mai este prevăzut cu una sau mai multe camere de televiziune sensibile la radiațiile infraroșii permițînd obținerea de imagini ale norilor de pe emisfera terestră care nu este luminată de Soare. Aceasta datorită faptului că norii au proprietatea de a emite radiații infraroșii.

În afară de fotografii asupra norilor, prin folosirea detectorilor actinometrici se poate măsura atît intensitatea radiației solare ce merge spre Pămînt, cît și intensitatea radiațiilor emise de Pămînt și de atmosfera înconjurătoare.

Aceste determinări sînt transmise la sol prin telecomandă și sînt de mare importanță pentru serviciile meteorologice.

Satelitul mai poate detecta și zgomotele produse de fulgere și deci se pot localiza focarele orajelor iar printr-un echipament radar

instalat la bordul satelitului se asigură detecția precipitațiilor și a unor genuri de nori care sînt mai greu de detectat în lumina vizibilă.

Primul satelit meteorologic experimental de tip Vanguard a fost lansat în februarie 1959, fiind echipat cu o cameră de luat vederi și celule fotoelectrice pentru transmiterea imaginilor norilor. Mișcările neregulate ale acestui satelit n-au permis o interpretare utilă a datelor.

În același an — în octombrie — și la sfîrșitul anului 1961 s-au lansat sateliți meteorologici de tipul Explorer care erau echipați în scopul detectării radiațiilor termice și al determinării bilanțului radiativ.

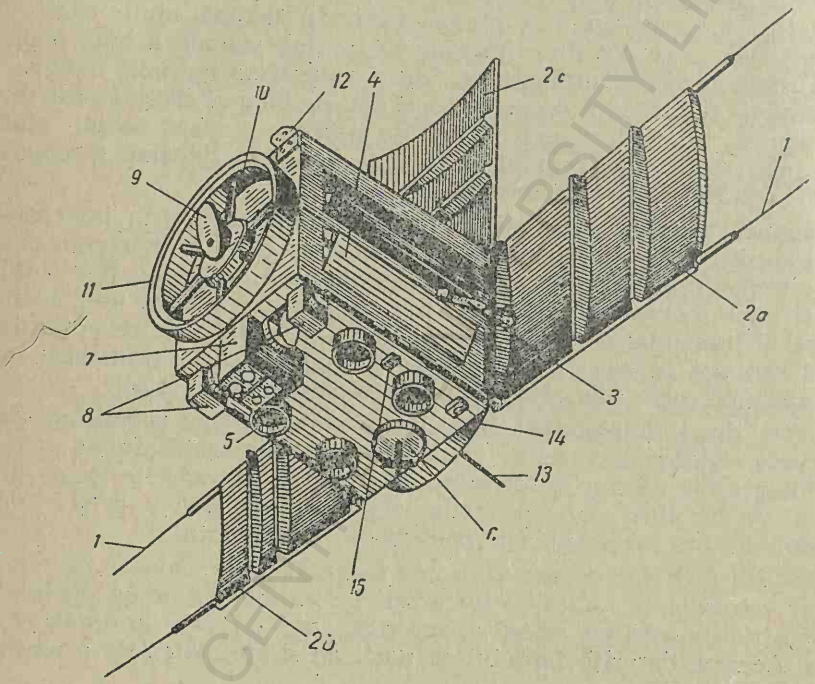


Fig. 114. Schema satelitului TIROS.

Sateliții sovietici din seria Cosmos au transmis imagini panoramice asupra formațiilor noroase atît ziua cît și noaptea, precum și date asupra temperaturii globului și asupra radiațiilor solare și terestre.

Au urmat apoi sateliți de tipul Geos iar în ultimul timp SUA au lansat sateliți de tipul Tiros (Television and red observations Satellite) și Itos (fig. 114) prevăzut cu camere de televiziune (5 · 5, 5 · 5)

cu posibilitatea de stabilizare prin rotație în jurul axei. Aceasta se realizează prin intermediul unui volant *10*, care prin rotire telecomandată asigură orientarea camerelor de luat vederi precum și a panourilor solare care produc încărcarea bateriilor electrice. Tot pe axul volantului se află și o oglindă *9* care are rolul de a concentra radiația solară pe piesele sensibile ale dispozitivelor actinometrice, în scopul măsurării intensității acesteia. Satelitul mai este prevăzut cu o serie de dispozitive în scopul măsurării și transmiterii la sol a datelor respective.

Următorii sateliți din această serie au permis punerea la punct a camerelor de luat vederi și a perfecționării dispozitivului de stabilizare a axului de rotație prin intermediul unor bucle metalice, prin care să circule un curent electric telecomandat și prin aceasta se producea redresarea axului satelitului prin interacțiune cu cîmpul magnetic.

De menționat este faptul că sateliții Tiros au permis detectarea taifunilor la originea lor și în consecință s-au putut lua măsuri de protecție contra acestora.

Au urmat sateliții de tip Nimbus și Aeros care au permis efectuarea de fotografii pe o rază de 800—1 600 km în jurul punctului de recepție și care puteau transmite 30—32 imagini pentru fiecare jumătate orbită. De asemenea aceste tipuri de sateliți aveau posibilitatea de a memora imaginile luate în timpul a două revoluții și să transmită prin telemăsură 64 imagini prin stațiile de recepție care interogau satelitul — timp de 10 minute.

Semnalele electrice care provin din analiza fotografiilor sînt emise de satelit și sînt recepționate de stația de recepție care se află la sol.

O astfel de stație cuprinde o antenă (aeriană) montată pe o turelă telecomandată (fig. 115). Această turelă este cuplată electric prin cablu (lung de cca 30 m) cu un pupitru de recepție APT (fig. 116) (Automatic pictures transmision) care cuprinde următoarele părți :

— un panou de probe *2* care comportă un emițător ce indică trecerea satelitului și un osciloscop de control ;

— un regenerator de contrast *1* care reglează contrastul imaginilor ;

— un receptor *3* complet transistorizat pentru reglarea frecvenței ;

— un panou de comunicație *4* care are rolul de a stabili parametrii de funcționare ai instalației ;

— un ceasornic de precizie *5* care stabilește momentul orientării antenei ;

— un panou de programare *6* care stabilește coordonatele satelitului ;

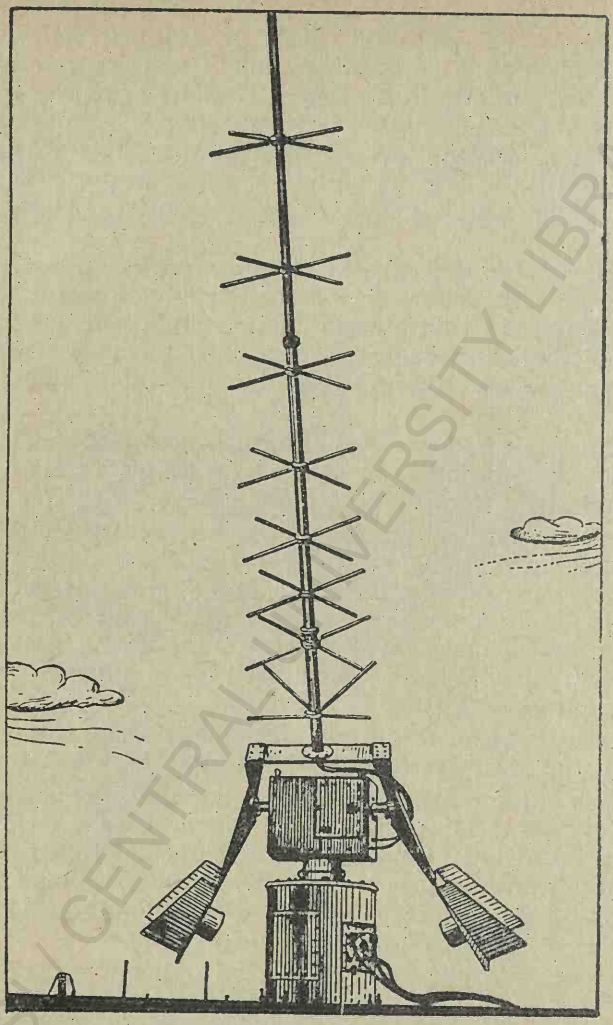


Fig. 115. Antena cu turela de comandă pentru recepționarea impulsurilor electrice ale satelitului meteorologic.

— un bloc 7 de orientare și de captare pentru antenă ;

— un înregistrator *8* care memorează semnalele primite în vederea reproducerii imaginilor ;

— un decodificator 9 de tip facsimil care transformă semnalele electrice în semnale optice și care fixează imaginile pe hîrtie fotografică.

Imaginile date de decodificator sînt asamblate, fiecare din acestea reprezentînd imagini de peste o suprafață de cca 1 000 km², astfel că mai multe fotografii aranjate în mod convenabil pot constitui o imagine

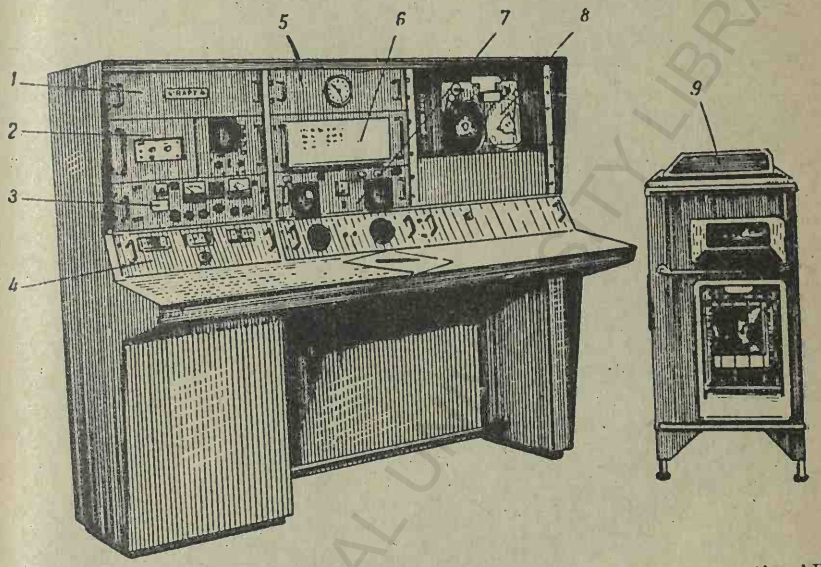


Fig. 116. Pupitrul de comandă și de codificatorul instalației de recepție APT.

fotografică de ansamblu care să reprezinte situația atmosferică de deasupra unei regiuni cît mai întinse. Astfel în fig. 117 este redată imaginea unei situații ciclonice ce predomină în Oceanul Atlantic și a unei alte asemenea situații în curs de destrămare în partea sud-estică a Europei. În acest ansamblu de fotografii, sistemele noroase apar albe iar zonele cu cer senin apar negre. În partea de sus în dreapta imaginei se distinge destul de bine Peninsula Scandinavică.

Prin explorarea atmosferei înalte cu ajutorul rachetelor și sateliților s-a putut stabili că razele cosmice provin din explozia stelelor uriașe iar razele cosmice mai puțin energice și care se propagă mai lent sînt emanate de Soare.

Constituția radiațiilor cosmice este variabilă în funcție de înălțime, astfel în straturile de la periferia atmosferei, la înălțimi ce depășesc 40 km predomină așa-numitele radiații cosmice primare.

Acestea sînt de natură corpusculară, alcătuite în cea mai mare parte din nuclee atomice în urma pierderii electronilor din atomi.

Radiațiile primare se deplasează în afara atmosferei terestre pe traiectorii rectilinii cu o viteză apropiată de aceea a luminii.

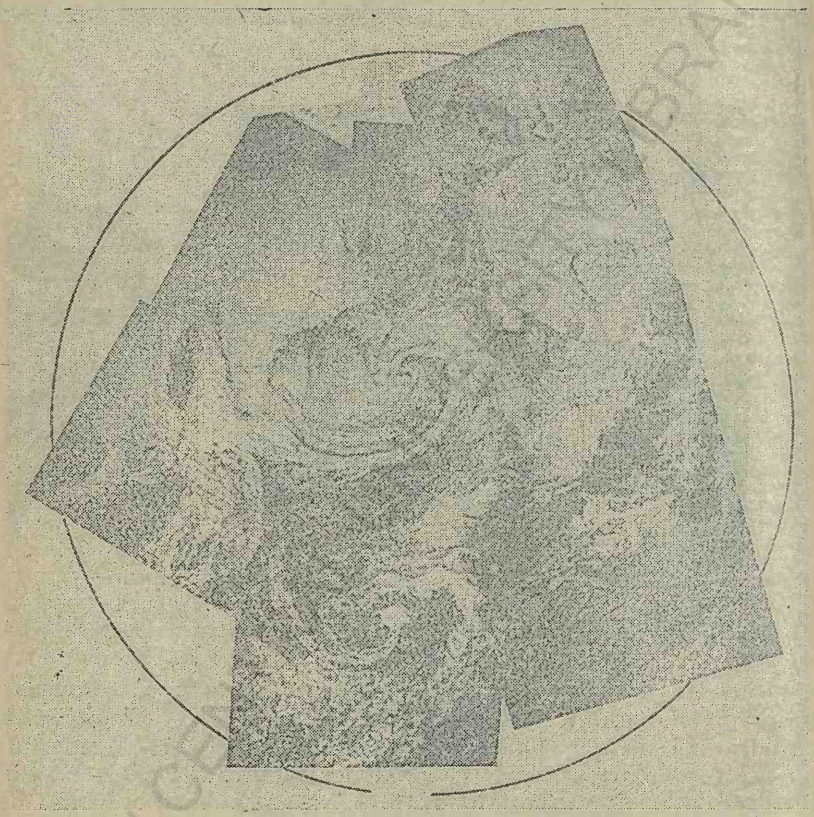


Fig. 117. Fotografii recepționate de la satelitul meteorologic în care se disting formațiile ciclonice și sistemele noroase.

Mai aproape de sol, între 40 și 20 km înălțime, predomină radiațiile cosmice secundare, mai puțin intense și care sînt parțial absorbite de suprafața terestră.

S-a mai stabilit că la altitudini destul de mari, concentrații de particule cosmice sînt antrenate de liniile de forță ale magnetismului terestru formînd două centuri de radiații (centurile lui Van Allen),

care sînt concentrice, avînd grosimea maximă deasupra regiunilor ecuatoriale.

În regiunile polilor, cîmpul magnetic se curbează către aceştia formînd în aceste regiuni un adevărat rezervor al perturbaţiilor magnetice care influenţează condiţiile atmosferice.

Tot cu ajutorul sateliţilor s-au putut scoate în evidenţă proprietăţile mediului interplanetar neperturbat. Astfel aparatele montate la bordul sateliţilor Lunik, Pioneer, Explorer etc. au dovedit existenţa unei plasme interplanetare, în care particulele pozitive (protonii) şi particulele negative (electronii) sînt în număr egal, astfel că acest mediu apare neutru din punct de vedere electric.

Acest mediu are un rol important în apariţia aurorelor polare.

CAPITOLUL XI

CIRCULAŢIA GENERALĂ A ATMOSFEREI

§ 1. Generalităţi

Din observaţiile îndelungate efectuate asupra temperaturii aerului atmosferic s-a ajuns la concluzia că acest element meteorologic suferă, de la an la an, variaţii neînsemnate. Astfel dacă se consideră variaţiile acestea la scară planetară se poate vorbi de o oarecare stabilitate a temperaturii aerului.

Cum repartiţia energiei solare nu este uniformă pe suprafaţa Pămîntului, regiunile ecuatoriale şi tropicale primind în mijlociu o cantitate de căldură de 8—10 ori mai mare decît cele polare, se înţelege că afirmaţia făcută mai înainte nu ar fi justă decît în cazul unui transport al aerului cald către regiunile reci şi invers. Transportul acesta, care constituie baza schimbului caloric dintre regiunile excedentare şi cele deficitare din punct de vedere termic este efectuat de curenţii aerieni, marini şi oceanici.

Prin circulaţia generală a aerului se înţelege aşadar, totalitatea curenţilor cu caracter permanent sau periodic, care se produce la scară planetară. Transportul maselor de aer cu diferitele lor proprietăţi, dintr-o regiune geografică în alta, este îndeplinit de formaţiile ciclonice şi anticiclonice, care formează verigi importante în mecanismul circulaţiei generale a atmosferei.

Asupra deplasării aerului de la o regiune la alta, se poate forma o imagine de ansamblu cu ajutorul datelor referitoare la direcția și tăria vîntului, atunci cînd acestea sînt trecute pe hărți care să cuprindă regiuni geografice cît mai întinse (pînă la o emisferă, sau chiar pentru întregul glob pămîntesc).

Hărțile cu repartiția vîntului, cînd sînt alcătuite pe baza datelor obținute din mijlocii plurianuale, anulează particularitățile importante ale circulației aerului deasupra unor regiuni. Cercetarea manifestărilor de detaliu ale circulației generale deasupra regiunilor respective este impusă de necesități de ordin practic.

§ 2. Cauzele circulației generale a atmosferei

Cauzele circulației generale a atmosferei sînt următoarele :

— repartiția neuniformă a energiei solare pe suprafața Pămîntului determină încălzirea neuniformă a acesteia și a porțiunilor corespunzătoare din atmosferă. Ca urmare atît în cîmpul temperaturii cît și al presiunii atmosferice apar însemnate neomogenități ;

— mișcarea de rotație a Pămîntului ;

— lipsa de omogenitate a suprafeței terestre.

Pentru formarea unei imagini cît mai precise asupra mecanismului care stă la baza circulației generale a atmosferei, se presupune că acest proces are loc în următoarele împrejurări :

a) cazul cînd suprafața terestră ar fi omogenă și Pămîntul nu ar avea mișcare de rotație ;

b) cazul cînd suprafața terestră, odată cu Pămîntul, execută mișcarea de rotație ;

c) cazul real, suprafața terestră neomogenă și Pămîntul se află în mișcare de rotație.

Cazul suprafeței terestre omogene și a Pămîntului imobil. În această situație, în care forța deviatoare a lui Coriolis nu mai poate lua naștere este ușor de înțeles că între aerul din regiunile reci ale polilor și cel din regiunile încălzite ale Ecuatorului și tropicelor s-ar stabili o circulație termică : aerul rece s-ar deplasa de la Poli de-a lungul meridianelor către ecuator și tropice, iar aerul cald din aceste regiuni fiind mai ușor, ar fi antrenat la înălțime, de unde sub forma unui contracurent aerian permanent s-ar revărsa către Poli. Repartiția presiunii atmosferice, în această situație, ar fi determinată de repartiția temperaturii aerului pe suprafața Pămîntului. Presiunea atmosferică ar crește în mod uniform de la ecuator spre poli, iar izobarele în repartiția lor ar coincide cu paralelele geografice. S-au realiza o mișcare ascendentă în regiunea ecuatorială și mișcări descen-

dente deasupra polilor. La suprafaţa Pămîntului gradienţii barici ar fi înepărtaţi de la Poli către ecuator, iar la înălţime de ecuator spre cei doi Poli. În figura 118 este redată schematic distribuţia curenţilor aerieni în cazul unei suprafeţe terestre omogene şi a globului terestru fără mişcare de rotaţie.

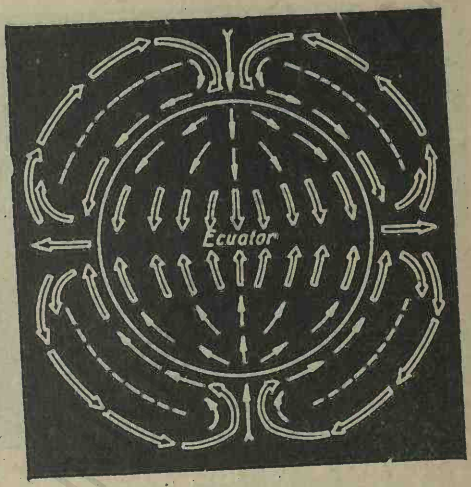


Fig. 118. Schema circulaţiei aerului în cazul unei suprafeţe terestre omogene şi fără influenţa forţei lui Coriolis.

Cazul suprafeţei terestre omogene şi a Pămîntului cu mişcare de rotaţie. Faţă de cazul precedent, în această situaţie, elementul nou care intervine este forţa de abatere, datorită mişcării de rotaţie a Pămîntului. În stratul din imediata apropiere a suprafeţei terestre aerul va intra în mişcare datorită diferenţelor de presiune atmosferică, creată fie din cauze de ordin dinamic, fie de ordin termic. După cum s-a arătat direcţia de mişcare a aerului va fi abătută la dreapta gradientului baric în emisfera nordică şi la stînga acestuia în emisfera sudică. Direcţiile de mişcare ale aerului, în acest caz, sînt marcate prin săgeţi în figura 119, *a*.

Aşadar în emisfera nordică, aerul intrat în mişcare de la poli spre ecuator, va fi deviat de la direcţia N—S şi orientat după o altă direcţie NE—SV. Cauza deplasării aerului este legată de prezenţa zonelor de mare presiune atmosferică de origine termică care acoperă regiunile polare. Gradientul baric este îndreptat de la pol către latitudinile mijlocii, unde de obicei se află un cîmp de slabă presiune atmosferică. În regiunea latitudinilor mijlocii circulaţia atmosferică se găseşte aşadar, sub influenţa unei intense activităţi depresionare.

La latitudinile de la 30—35°, atît în emisfera boreală cît şi în cea australă se află cele două brîuri de mare presiune atmosferică

de origine dinamică. Gradienții barici se vor orienta atît spre latitudinile mijlocii și spre ecuator unde de asemenea există o zonă depresionară permanentă. Se menționează că și în acest caz, referitor la aerul care se revarsă din regiunea tropicelor, că datorită forței de abatere a lui Coriolis, direcția curenților aerieni va fi orientată con-

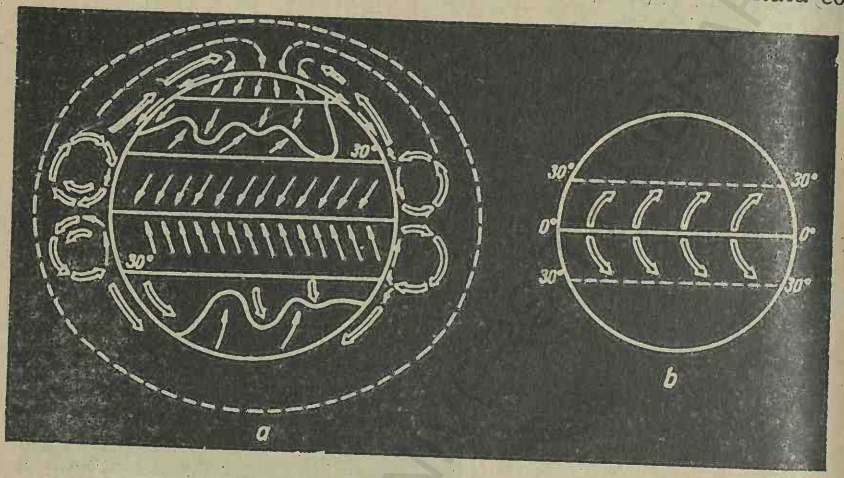


Fig. 119. Schema circulației generale a aerului în cazul suprafeței terestre omogene cu influența forței lui Coriolis și circulația la înălțime cu Pămîntul aflat în mișcarea de rotație.

form schemei din figura 119, *a*, adică va predomina un vînt regulat de la sud-vest către nord-est, de la tropice către latitudinile mijlocii și un altul de la nord-est către sud-vest, de la tropice către ecuator. Aceste vînturi regulate care suflă la suprafața Pămîntului au fost denumite alizee, iar cele de la înălțime contraalizee. În regiunea tropicelor se mai numesc passate și antipassate.

La înălțime, ciculația aerului, potrivit raționamentelor folosite pînă acum, pare mai simplă decît în stratele din apropierea suprafeței Pămîntului. Aerul încălzit puternic în regiunea ecuatorului și antrenat la înălțime, se dirijează spre poli. Sub influența forței de rotație, curentul aerian este abătut spre dreapta sau spre stînga (după emisfera la care ne referim) în așa fel încît deasupra latitudinilor de la 30—35°, curentul aerian devine aproape perpendicular pe direcția gradientului baric ; la înălțime, presiunea atmosferică este mai mare în regiunea ecuatorului și mai joasă deasupra polilor. Datorită acțiunii forței lui Coriolis, aerul revărsat de la ecuator nu se îndreaptă spre poli. O parte este îngrămădită la latitudinile tropicale, unde deter-

mină cele două brîuri anticiclonice. După cum se vede în figura 119, *b*, circulația aerului la înălțime ar trebui să se facă de la vest spre est, atît în emisfera nordică cît și în cea sudică.

Această circulație orientată de-a lungul paralelelor, poartă denumirea de circulație zonală.

Dacă se ține seama de faptul că influența deviatoare datorită mișcării de rotație a Pămîntului este nulă la ecuator și că aceasta nu se face simțită decît numai de la latitudinea de 10—15°, atunci se poate explica acumularea aerului în regiunile tropicale și redistribuirea curenților atît în apropierea suprafeței terestre (curentul permanent de la tropice către ecuator, alizeul), cît și la înălțime (contraalizeul) de la ecuator spre tropice. Se formează cu alte cuvinte o circulație închisă (fig. 119,*b*) creată numai de componența meridională a vitezei vîntului pe fondul curentului zonal predominant. Curentul cald ce se scurge din zona cu presiune ridicată, din jurul latitudinei de 30°, către pol, va întîlni la latitudinile de 60—70°, în stratul din apropierea solului, curentul de aer rece din bazinul polar. Între acești doi curenți aerieni cu proprietăți diferite se declanșează o importantă activitate atmosferică, manifestată prin formații mobil ciclonice și anticiclonice.

Cazul suprafeței terestre neomogene și a Pămîntului în mișcare. În acest caz, care reprezintă de fapt situația reală, circulația atmosferică este destul de complicată. În cele ce urmează se va lua în considerație numai schema circulației pentru straturile inferioare ale atmosferei, unde se resimte influența lipsei de omogenitate a suprafeței terestre. Cu toate că circulația reală, chiar și în altitudine se deosebește mult de schemele descrise în paragraful precedent, se apreciază totuși că pe baza considerațiilor făcute se explică mecanismul acestor fenomene.

Mai înainte s-a arătat că, datorită mișcării de rotație a Pămîntului, la latitudinile tropicale, atît într-o emisferă cît și în cealaltă sînt generate zone permanente de mare presiune atmosferică ce înconjoară întreg globul terestru. Ca urmare a neomogenității suprafeței Pămîntului și deci a încălzirii diferite aceste zone se întrerup deasupra uscatului. Apar astfel regiuni anticiclonice cu caracter permanent pe oceane și zone depresionare pe continente (fig. 120). De la tropice către ecuator circulă un curent de nord-est pe versantul răsăritean al maximelor barometrice aflate în aceste regiuni.

La latitudinile mijlocii în situația reală, circulația aerului devine și mai complicată fiind tulburată de o serie de depresiuni și anticicloni mobili. Cu toate acestea, din situațiile mijlocii deduse din observații îndelungate, s-a ajuns la unele concluzii care confirmă împărțirea circulației atmosferice în două tipuri principale : circulația zonală și meridională (de-a lungul meridianelor).

Mişcările turbionare, create de nucleele depresionare şi anticiclonice asigură în regiunile respective un puternic amestec al maselor de aer. Tot în aceste regiuni se observă şi cea mai vie activitate fron-

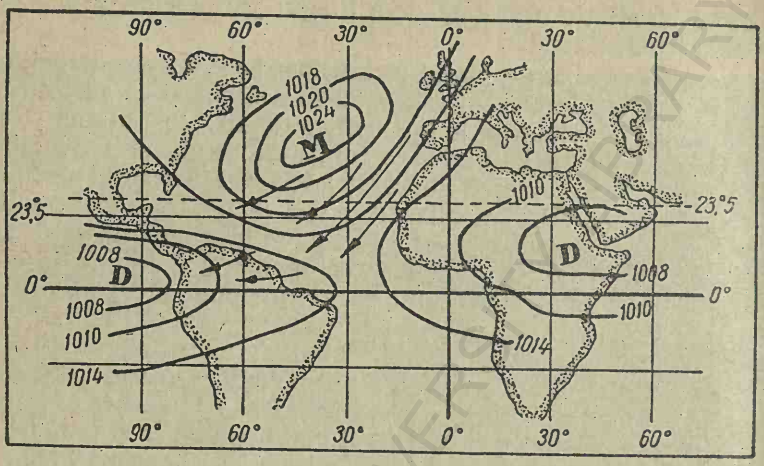


Fig. 120. Alizeele din regiunea tropicelor.

tală. În ceea ce priveşte aspectul vremii se poate spune că aceasta prezintă de la o zi la alta cele mai mari fluctuaţii în evoluţia elementelor meteorologice. Fig. 121 reprezintă schema circulaţiei generale a aerului atmosferic după Bergeron şi Swoboda.

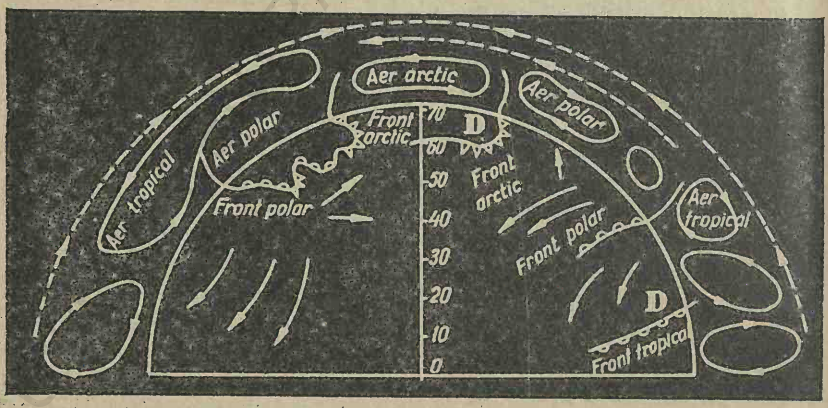


Fig. 121. Circulaţia generală a atmosferei.

Rezolvarea teoretică a modelelor de circulaţie a aerului la scară planetară întîmpină încă serioase dificultăţi, iar rezultatele conţinute de către diferiţi cercetători statisfac numai parţial solicitările impuse de nevoile meteorologiei practice.

În majoritatea schemelor simplificate, la baza principiului circulaţiei generale s-a ţinut seama numai de o singură sursă de mişcare : diferenţa de temperatură între ecuator şi poli. Cu această ocazie, atmosfera a fost comparată cu o enormă maşină termică, a cărei sursă de energie o formează contrastul termic amintit. Rezultatul acţiunii acestei puternice maşini termice este menţinerea nelimitată a unui echilibru în creşterea vitezei vîntului datorită mişcării de rotaţie a Pămîntului şi difuzării necontenite a energiei mişcărilor din atmosferă generate sub influenţa turbulenţei sau a intervenţiei naturii suprafeţei terestre.

§ 3. Circulaţia musonică

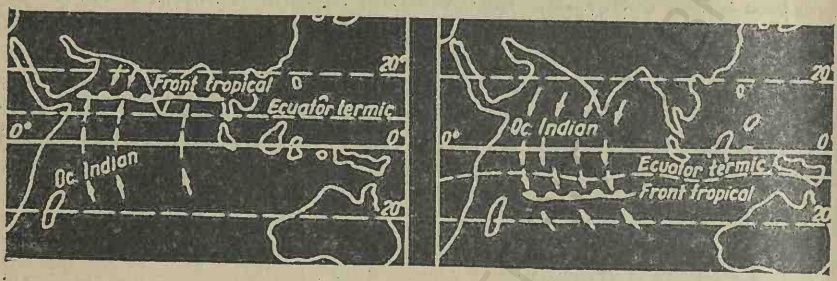
Sub această denumire este cunoscută mişcarea aerului la scară planetară, legată de existenţa anotimpurilor şi de influenţele pe care le exercită natura suprafeţei terestre ce se resimt puternic în mecanismul circulaţiei generale a aerului, mai ales la latitudinile subtropicale şi mijlocii. Caracterul neomogen al suprafeţei Pămîntului cu întinderi mari de ape şi de uscat, se reflectă atît la distribuţia temperaturii aerului, în cazul aceluiaşi anotimp, cît şi la trecerea de la un anotimp la altul, cu schimbarea de semn în distribuţia temperaturilor în regiunile de uscat şi de apă. Astfel, în emisfera nordică, unde există mari întinderi de uscat, în timpul solstiţiului de vară (iunie—iulie) ecuatorul termic se află mult deplasat spre nord, faţă de cel geografic. În această situaţie, alizeul din emisfera sudică trece în emisfera nordică şi întîlneşte la o oarecare distanţă alizeul de NE, generînd în regiunea respectivă frontul tropical alizeic. Schematic, formarea acestei circulaţii care poartă denumirea de muson ecuatorial cu circulaţie de sud-vest este arătată în figura 122, *a*.

Musonul de sud-vest se intensifică şi pătrunde mai mult spre nord, datorită faptului că în acest anotimp, întinderile de uscat sînt încălzite puternic, iar apa oceanelor rămîne mai rece. Acest curent care durează şase luni, determină ploi bogate în sudul şi sud-estul continentului asiatic (ploile musonice).

În timpul solstiţiului de iarnă (decembrie-ianuarie) circulaţia menţionată îşi schimbă sensul.

În cazul acesta, ecuatorul termic se deplasează în atmosfera sudică. Astfel în figura 122, *b* este reprezentată schematic mişcarea aerului

în condițiile menționate. Așa cum rezultă din schema respectivă, curenții aerieni de NE pot ajunge pînă în zona ecuatorială, cînd în emisfera nordică este iarnă. În acest mod sînt generate vînturile musonice din sudul Asiei, care durează șase luni. La geneza și intensificarea acestor vînturi contribuie întinderile de uscat ale continentului asiatic, răcite puternic în perioada rece a anului și apele Oceanului Indian, care rămîn mult mai calde față de uscat.



a b

Fig. 122. Circulația musonică.

Musonul de vară din India, apare așadar ca o continuare directă a alizeelor. Extensiunea verticală a acestui vînt, după diferite observații atinge 3—4 km și chiar mai mult, iar a celui de iarnă este de ordinul 1,5—2 km.

În ceea ce privește evoluția temperaturii în cazul circulației musonice la latitudinile tropicale, este de menționat că nu suferă oscilații prea mari. În schimb repartiția precipitațiilor este foarte caracteristică. Pentru a ilustra aceste afirmații în cele ce urmează sînt date observațiile asupra acestor elemente efectuate la Bombay (India).

Luna	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Temperatura	23°6	23°8	25°6	27°8	29°2	28°0	26°4	26°3	26°3	27°1	26°3	24°7
Precipitații l/m.p.	2	1	0	1	14	522	624	379	270	45	12	1

Într-o serie de localități din India, între iunie și septembrie cade mai mult de 95% din cantitatea totală de precipitații anuală. În aceste regiuni, apariția musonului de vară se produce brusc. Frontul tropical musonic înaintează în interiorul continentului de multe ori pînă în munții Himalaia, unde se menține timp de 2—3 săptămîni.

În unele regiuni din India și China, precipitațiile musonice determină inundații catastrofale iar întîrzierea musonului de vară cauzează din contră secete păgubitoare.

Musonii de iarnă în emisfera nordică determină în mod obișnuit perioade secetoase sau cu precipitații cu totul neînsemnate. Schimbarea direcției vînturilor de la iarnă la vară se mai observă în afară de întregul litoral al Asiei (de sud și răsăritean) și pe litoralul Oceanului Înghețat de Nord, în Africa Răsăriteană, Australia de Nord. Într-o oarecare măsură, schimbarea anotimpului a direcției vîntului mai este observată și pe litoralul Mării Negre, în Caucaz și în partea sudică a Mării Caspice etc.

În Siberia de Nord, la Ohotsk (59°21' lat. nordică) trecerea de la vară la iarnă se manifestă destul de evident în aspectul vremii : iarna predominînd timp senin, iar vara urît, cu cețuri frecvente și precipitații abundente. Din cantitatea anuală (308 l/m²), 85% cad în intervalul dintre iunie—octombrie, 4,5% între noiembrie—martie și 10,5% între aprilie—mai.

§ 4. Despre unele particularități ale circulației aerului în emisfera sudică

Circulația aerului în emisfera sudică este mai puțin cunoscută decît cea din emisfera nordică. La acest fapt contribuie proporția mare a întinderilor de ape față de uscat. Observațiile regulate asupra imenselor întinderi de ghețari din Antarctică, aproape că au lipsit pînă în ultimul timp. Cu toate eforturile care se fac, datorită condițiilor grele observațiile meteorologice în această parte a Pămîntului sînt încă departe de a putea constitui baza unor studii în această direcție.

Ceea ce se cunoaște în legătură cu circulația aerului la latitudinile 40—55°, sînt formațiile ciclonice din zona respectivă. Mișcarea aerului se rotește sub forma unui vîrtej, în sensul acelor unui ceasornic. Viteza vîntului este în mijlociu mult mai mare (50—60 m/s) decît la latitudinile respective din emisfera nordică.

În ceea ce privește presiunea aerului este de remarcat că în centrul formațiilor ciclonice apar valori mult mai mici în comparație cu cele din emisfera nordică. În ce privește caracterul musonic al circulației în emisfera sudică, aceasta se resimte mult mai puțin, ceea ce menține un aspect omogen al vremei, în tot cursul anului. Circulația aerului prezintă mult mai multă stabilitate deci este comparată cu ceea ce se petrece la aceleași latitudini în emisfera nordică.

Merită a fi scos în evidență și faptul că între emisfera nordică și cea sudică nu sînt condiții identice de încălzire a cerului, cu toate că

Pămîntul se află în timpul verii mai aproape de Soare în emisfera sudică decît în timpul verii din emisfera nordică, iar ziua polară la polul nord durează 189 zile în timp ce la polul sud numai 182 zile.

În mod practic, regiunea de dincolo de cercul polar sudic este acoperită cu gheață și zăpadă. Înălțimea platoului continental al bazinului Antarctic este cuprinsă între 2—4 km, iar polul sud se află la o înălțime de 2,7 km. Deasupra acestui platou predomină, din punct de vedere atmosferic, un regim anticiclonic a cărui structură este mai puțin cunoscută pînă în prezent.

Se presupune totuși că pe continentul antarctic cad ninsori suficiente care mențin persistența ghețurilor respective care din timp în timp coboară spre mare formînd munți plutitori de gheață care se mențin, fără să se topească, mai mult de 10 ani. Lipsa curenților marini calzi în jurul polului sud determină un climat mult mai aspru decît la polul nord.

§ 5. Brizele

Acestea sînt vînturi care apar din cauza diferenței de temperatură de la zi la noapte ce se creează între uscat și întinderile mari de apă. Așadar se va produce briza de zi și briza de noapte. În figura 123 este reprodusă schematic circulația aerului în cazul brizei marine de zi și de noapte.

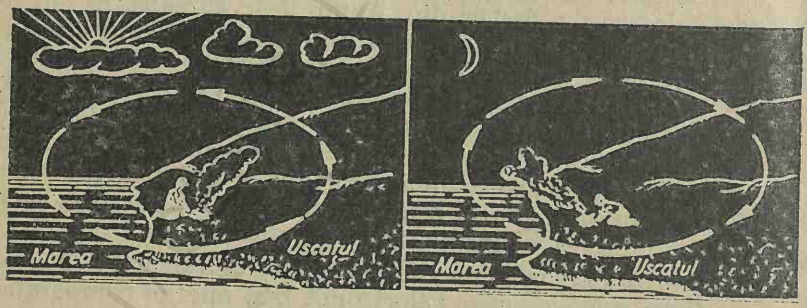


Fig. 123. Brizele marine.

Briza de zi este vîntul care suflă de la mare spre uscat. Aceasta începe să se manifeste la o oră sau două după răsăritul Soarelui, cînd cerul este senin și continuă să sufle pînă tîrziu după amiază. Intensitatea maximă a acestui vînt și distanța cea mai mare de pătrundere a lui către interiorul uscatului, sînt atinse către orele 13—14. Deasu-

pra uscatului se pot forma nori Cumulus de timp frumos în urma mișcărilor ascendente la care este supus aerul umezit, venit de pe mare, deasupra uscatului încălzit puternic prin insolație. În acest timp pe mare cerul este senin. Pe coasta Mării Negre, înălțimea brizei de zi a atins în mijlociu 1 000 m. Briza de noapte începe imediat după apusul Soarelui, cînd uscatul răcindu-se mai repede decît apa, aerul va intra în mișcare dinspre litoral către mare. O dată cu răcirea nocturnă prin radiație a uscatului, fenomenul se propagă și în straturile de aer pînă la o oarecare înălțime, care, după unele cercetări, se poate extinde pînă la 250 m, încît deplasarea aerului către mare se face sub forma de vînt care are viteza de 5—8 m/s.

În cazul acesta deasupra uscatului mișcările aerului sînt descendente, iar deasupra mării, care rămîne mai caldă se formează curenți ascendenți. În aerul antrenat în mișcare ascendentă bogat în vapori de apă pot apărea formații noroase cumuliforme. În regiunile tropicale unde aceste fenomene iau amploare deosebită, din astfel de nori cad precipitații, uneori abundente. În cazul cînd atmosfera deasupra mării are o structură termică instabilă, fenomenele sînt însoțite de oraje (descărcări electrice violente).

Atît briza de zi cît și cea de noapte, pentru a fi bine puse în evidență este necesar ca în regiunea respectivă distribuția presiunii atmosferice să nu prezinte variații mari orizontale. Dacă gradienții barici sînt puternici, fenomenul de briză este anihilat, iar vîntul suflă potrivit distribuției cîmpului baric.

Brizele slăbesc în intensitate pe măsura depărtării de țărm și încetează la cîțiva km de acesta. Uneori se resimt pînă la cîteva zeci de kilometri în interiorul uscatului.

Vînturi de munte și vînturi de vale. În regiunile cu relief muntos se observă că în decurs de 24 ore, în direcția vîntului se produce o schimbare aproape regulată. Fenomenul apare ca și în cazul brizelor de mare, cînd timpul este frumos, și deci distribuția cîmpului baric este caracterizată prin gradienți neînsemnați. Astfel de fenomene se observă în localitățile de munte, după apusul Soarelui, cînd vîntul începe să sufle de la munte către vale. Explicația constă în deplasarea aerului rece și deci mai greu din partea superioară a muntelui către vale unde este mai cald. La noi în țară pe Valea Mălăeștilor, în Bucegi, acest vînt capătă uneori viteze deosebit de mari (pînă la 40 m/s) cînd poate produce și pagube materiale (doborîturi de brazi). La producerea fenomenului, de intensitatea menționată, mai contribuie și o suprapunere a curenților aerieni rezultați din orientarea gradienților barici.

Dimineața, cam după orele 8—9, panta muntelui se încălzește puternic prin insolație și ca urmare aerul încălzit, devenit mai ușor,

începe să urce. Această deplasare a aerului poartă denumirea de vînt de vale. Pentru că atît vîntul de munte cît și cel de vale, prezintă variații diurne periodice, asemănătoare cu brizele marine, ele mai sînt cunoscute și sub denumirea de brize de munte și de vale.

§ 6. Vînturi neregulate

Acestea sînt vînturile a căror proveniență este legată de prezența formațiilor barice, ciclonice sau anticiclonice de deasupra unor anumite regiuni. La amplificarea intensității sau a imprimării direcției predominante o contribuție importantă o are orografia regiunilor respective. În cele ce urmează sînt descrise cîteva vînturi mai cunoscute în Europa.

Sirocco este vîntul care suflă în partea de sud a Italiei și în bazinul occidental al Mării Mediterane. Se formează fie sub influența prelungirii dorsalei anticiclonului tropical sau a anticiclonului Azoric pînă în Nordul Africei cînd aceste formații sînt asociate cu ciclonii mediteranieni. În primul caz, este un vînt uscat și cald care pricinuiește mari pagube culturilor din sdul Italiei și insulelor învecinate. În cazul cînd Sirocco este generat de prelungirea anticiclonului Azoric, care transportă mase de aer cu un regim termic moderat și bogate în vapori de apă, cad precipitații uneori destul de abundente.

Mistralul este un vînt cu componență nordică fiind cunoscut în Franța ca un vînt care se canalizează mai ales de-a lungul văii Rhonului. În mod obișnuit acesta suflă puternic și este considerat ca vînt rece. Circumstanțele sinoptice în care se produce mistralul sînt dictate de prezența unui regim anticiclonic deasupra părții de nord vest a continentului european și a unei zone depresionare în regiunea Golfului Lyon.

Bora este vîntul bine cunoscut în regiunea Dalmației, atît prin intensitatea cu care suflă, cît și prin masele de aer reci pe care le transportă. Pentru formarea acestui vînt este necesară prezența unui regim de presiune atmosferică ridicată deasupra Peninsulei Balcanice și eventual și deasupra părții de nord-est a continentului european, iar în Mediterană și mai ales în Adriatica să predomine formații ciclonice. Cu toate că este un vînt descendent, datorită înălțimii nu prea mari a Munților Dinarici, ca urmare a mișcării de coborîre, aerul nu se încălzește decît cu cîteva grade. Ca atare pentru locuitorii acestor regiuni, încălzirea nu este sensibilă și ca urmare este considerat vînt rece. Cîteodată el suflă deosebit de puternic. Tot în anotimpul rece, mai ales către primăvară, un vînt asemănător suflă și pe coasta de nord a Mării Negre. În regiunea Novorosisk, vîntul bora determină pagube

însemnate datorită intensității deosebit de puternice pe care o prezintă uneori în partea de sud est a teritoriului Uniunii Sovietice. În regiunea Novorosisk, pe litoral, viteza acestui vînt depășește uneori iarna chiar 60 m/s pricinuind pagube enorme.

§ 7. Vînturi locale în România

Particularitățile orografice ale regiunilor noastre oferă posibilitatea de amplificare a intensității și de canalizare a direcției vîntului. Cele mai cunoscute vînturi în țara noastră sînt :

Crivățul este vîntul caracteristic pentru partea de răsărit a țării noastre și anume pentru Moldova, Dobrogea, și Cîmpia Dunării. El suflă de la nord și nord est, iar în Bărăgan poate să bată chiar de la est. Crivățul determină cele mai puternice viscole din țara noastră și începe să sufle în regiunile amintite, cînd prelungirea anticiclonului ruso-siberian se extinde și deasupra Ucrainei, iar în bazinul oriental al Mării Mediterane acționează o zonă depresionară. Sub acțiunea acestor centri barici, în stratele inferioare ale atmosferei se deplasează aerul rece din nord-estul continentului, iar la înălțime pătrunde aerul cald din regiunea Mării Mediterane. Contrastul termic și de umezeală al acestor curenți aerieni cu origini diferite, determină nebulozitate accentuată și căderi importante de precipitații în perioada rece a anului. Iarna, zăpada căzută, din cauza vîntului puternic este viscolită. În perioada caldă a anului, crivățul este un vînt uscat și cald, constituind un pericol pentru culturile agricole.

Austrul este vîntul care suflă dinspre vest și este cunoscut sub această denumire în Cîmpia Dunării. Acest vînt se formează cînd deasupra Peninsulei Balcanice există un centru cu presiunea atmosferică ridicată, iar în Transilvania și Cîmpia Tisei predomină un cîmp baric depresionar. Iarna, austrul este deosebit de rece și lipsit de precipitații.

Nemenul suflă în partea de răsărit a Transilvaniei și anume în regiunea Ciucului și se formează în aceleași condiții atmosferice ca și Crivățul. Este considerat de fapt o continuare a acestuia, care a reușit să se strecoare prin strîmtorile Carpaților Orientali. Este un vînt rece și suflă dinspre est și nord est. Viscolele și zăpezile abundente din această parte a țării sînt fenomenele care însoțesc de obicei Nemenul.

Coșova este cel mai cunoscut vînt care suflă în partea de sud vest a țării și anume în sudul Banatului. În afară de faptul că este un vînt uscat, cîteodată mai capătă intensitate deosebit de puternică, mărind prin aceasta pagubele pe care le provoacă agriculturii și chiar altor ramuri ale economiei noastre naționale.

În timpul iernii este rece ca și bora, cu toate că rezultă din mișcările descendente ale aerului.

Vîntul negru bîntuie în Dobrogea și în partea de sud a regiunii Constanța. Datorită caracterului său, uscat și călduros, vîntul negru constituie o calamitate pentru culturile agricole. De asemenea uneori, cînd pătrunde și în Bărăgan, determină aceleași pagube. Pentru acest motiv, localnicii l-au numit „sărăcilă" sau „traistă goală", ceea ce reflectă destul de sugestiv trăsăturile caracteristice ale acestui vînt.

Föhnul este un vînt cald care bîntuie regiunile muntoase pe versantul opus curentului aerian. În timp ce pe versantul expus vîntului, din cauza mișcărilor ascendente care duc la răcirea aerului și la condensarea vaporilor de apă, vremea este închisă, cu precipitații, pe versantul opus, vremea este frumoasă și deseori însorită. Fenomenul are loc din cauză că aerul după ce a escaladat muntele, începe să coboare devenind mai sărac în vapori de apă și în afară de aceasta încălzindu-se prin comprimare cu aproape 1° pentru fiecare 100 de metri de coborîre (fig. 124).

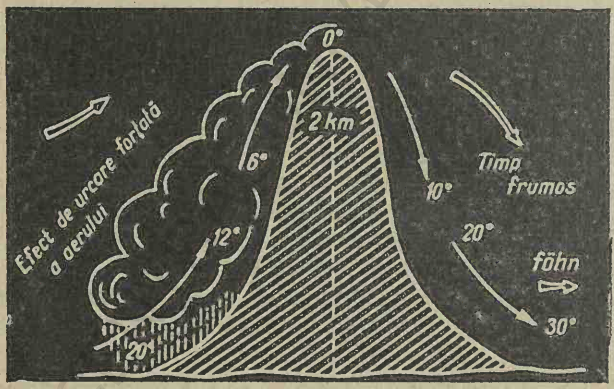


Fig. 124. Föhnul, rezultatul escaladării unei mase de aer.

Ca urmare vîntul descendent, denumit föhn, ajunge la poalele munților ca un vînt uscat și cald. La noi în țară efectul acestui vînt se resimte puternic în multe regiuni, dar cele mai cunoscute sînt Valea Oltului (Băișoara), în Țara Bîrsei și aproape în tot Podișul Transilvaniei. Durata acestui vînt oscilează de la cîteva ore la cîteva zile și suflă atît ziua cît și noaptea, independent de anotimp.

PARTEA A DOUA

CAPITOLUL XII

NOȚIUNI FUNDAMENTALE DE METEOROLOGIE SINOPTICĂ

§ 1. Formarea maselor de aer

După cum se știe, în straturile inferioare ale atmosferei se produc continuu modificări în distribuția elementelor meteorologice. S-a arătat că la scara planetară, aceste transformări sînt condiționate de repartiția energiei solare. Suprafața terestră are un mare rol în aceste procese deoarece, prin intermediul ei, intervin în atmosferă, modificările amintite. În urma acestor considerații este ușor de înțeles că troposfera, începînd de la suprafața Pămîntului și pînă la limita ei superioară nu constituie un tot omogen. În unele regiuni vremea va prezenta un aspect, iar în altele va fi cu totul diferită.

O porțiune din atmosferă în care principalii parametri meteorologici se păstrează aproximativ constanți iar vremea prezintă în general același aspect, poartă denumirea de masă de aer.

Așadar, troposfera cuprinde diferite mase de aer, a căror schimbare de la o regiune la alta va determina variații însemnate în aspectul vremii.

Masele de aer au o mare extensie orizontală (sute de mii de kilometri pătrați). Pe verticală ele se extind pe cîțiva kilometri (uneori pînă la limita superioară a troposferei).

Formarea maselor de aer este condiționată de o staționare mai îndelungată într-o anumită regiune a Pămîntului, staționare care se realizează în centrii de mare presiune atmosferică (anticicloni ce se mențin o perioadă mai îndelungată la diferite latitudini geografice. Numai pe această cale se pot transmite treptat straturilor de aer ale atmosferei însușirile legate de specificul regiunilor respective.

O dată cu transformările care vor avea loc în circulația generală a aerului va fi posibil ca în deplasarea formațiilor barice să fie antrenate și masele de aer din cuprinsul acestora. Pe tot parcursul, aspectul vremii în regiunile peste care vor trece, va suferi modificări imprimate de proprietățile maselor de aer respective.

§ 2. Clasificarea maselor de aer

În mod obișnuit masele de aer sînt clasificate din următoarele puncte de vedere : termic, termodinamic și geografic.

Din punct de vedere termic, masele de aer se impart în mase de aer rece și mase de aer cald. Deasupra unei regiuni, masa de aer rece se încălzește prin intermediul suprafeței terestre mai calde ca urmare a bilanțului radiativ pozitiv. O masă de aer cald, la rîndul ei se răcește tot sub acțiunea suprafeței subiacente, mai reci sau sub influența unui bilanț radiativ negativ.

Caracterizarea variațiilor de temperatură pentru întreaga grosime a maselor de aer constituie o operație destul de dificilă. Din această cauză de cele mai multe ori se folosește o caracterizare termică relativă care rezultă din însușirile respective ale maselor de aer vecine. Procedînd astfel, cu ajutorul hărților sinoptice pe care sînt înscrise și valorile temperaturii aerului, comparația este ușor de făcut stabilindu-se care dintre masele de aer sînt mai calde sau mai reci. Acest lucru se realizează și mai ușor dacă pentru anumite valori ale temperaturii se fac delimitări zonale.

În meteorologie o masă de aer se consideră rece atunci cînd pătrunzînd într-o regiune oarecare este mai rece decît masa de aer pe care o înlocuiește. Același lucru se poate spune și despre masele de aer cald. Modificările termice care se produc atît în masele de aer rece cît și în cele calde sînt, așa cum s-a arătat mai înainte, în strînsă legătură cu bilanțul radiativ caracterizat și de natura suprafeței terestre.

Din punct de vedere termodinamic, masele de aer sînt clasificate în stabile și instabile. Pentru fixarea acestor criterii de clasificare a maselor de aer, în practică este folosită valoarea gradientului termic vertical. Pe lîngă aceasta se mai ține seamă și de evoluția altor elemente ale vremii : nebulozitate, felul norilor, caracterul precipitațiilor etc.

O masă de aer este considerată stabilă atunci cînd gradientul termic vertical în stratul de aer inferior este mai mic decît gradientul termic adiabatic. În aceste condiții, chiar în orele cele mai favorabile din cursul zilei, convecția termică nu se dezvoltă într-o astfel de măsură spre a putea modifica aspectul vremii prin apariția unor

formații noroase cumuliforme. Într-o astfel de masă de aer se pot forma numai nori în formă de pînză (Stratus, Stratocumulus). Dacă umezeala aerului este redusă, cerul poate rămîne chiar senin complet. De asemenea, variația diurnă și a celorlalte elemente meteorologice este cu totul neînsemnată în cuprinsul acestor mase de aer. În general s-a observat că masele de aer stabile sînt masele de aer cald. Răcirea masei de aer stabilă în straturile din imediata apropiere a suprafeței terestre, constituie un fenomen care îi mărește stabilitatea. În aceste condiții, în perioada rece a anului apar inversiunile termice. Extensiunea lor verticală determină apariția unei nebulozități stratiforme din care pot cădea burnițe. La noi invazia maselor de aer stabile este inlesnită de circulația ciclonică din Mediterană sau de prelungirea anticiclonului subtropical din nordul Africei.

O masă de aer este considerată instabilă atunci cînd din examinarea distribuției verticale a temperaturii aerului s-a constatat că gradientul termic vertical din straturile inferioare este mai mare decît gradientul termic adiabatic. În aceste împrejurări în cursul zilei sînt favorizate mișcările convective puternice, care în mod obișnuit ating nivelul de condensare. În acest caz apariția norilor Cumulus cu toate varietățile lor, este asigurată. În cazul cînd aerul are o umezeală redusă, și norii nu se pot forma, prezența mișcărilor verticale poate fi evidențiată cu ajutorul planoarelor.

Dacă instabilitatea și umezeala aerului sînt apreciabile în aceste mase de aer, apariția norilor Cumulus și evoluția lor către norii de furtună, este sigură. În marea lor majoritate masele de aer instabile sînt considerate mase de aer rece. Incălzirea maselor de aer rece prin intermediul suprafeței terestre determină fenomenele de convecție. De această însușire se bucură și masele de aer cald atunci cînd conțin o umezeală ridicată.

Evoluția diurnă a elementelor metorologice în cuprinsul maselor de aer instabile, prezintă variații însemnate în timpul zilei. Noaptea însă, în aceste mase de aer, vremea este liniștită : cerul se înseninează, vîntul devine calm.

Variația gradului de instabilitate al unei mase de aer este deosebit de puternică atunci cînd în cursul deplasărilor de la o regiune geografică la alta, se schimbă natura suprafeței terestre. Astfel dacă o masă de aer instabil ajunge iarna de pe ocean pe continentul răcit, se transformă de obicei într-o masă stabilă. Un fenomen asemănător se petrece și vara, cînd o masă stabilă de pe ocean, pătrunzînd pe continent, capătă însușirile maselor de aer instabile.

O importanță deosebită pentru gradul de stabilitate al maselor de aer îl au mișcările ascendente sau descendente. Astfel, în forma-

ţiile ciclonice masele de aer poartă amprenta instabilităţii, iar în anticiclonice din cauza mişcărilor descendente, a stabilităţii şi de care sînt strîns legate inversiunile termice.

Clasificarea geografică a maselor de aer. Cea mai veche şi mai comodă clasificare a maselor de aer a fost făcută ţinîndu-se seama de regiunea geografică deasupra căreia acestea se formează. Din acest punct de vedere masele de aer au fost împărţite în mase de aer arctic polar, [1]) tropical şi ecuatorial. Cum proprietăţile maselor de aer nu sînt întotdeauna clar reflectate numai de latitudinea geografică deasupra căreia se formează, un factor important care intervine este şi caracterul suprafeţei subiacente. Ţinînd seama de influenţa exercitată de natura suprafeţei terestre la clasificarea geografică a maselor de aer se mai adaugă specificaţia de „maritimă" sau „continentală". Astfel, masele de aer din bazinul arctic se împart în mase de aer maritim arctic şi mase de aer continental (arctic), masele polare (temperate), în maritim polar şi continental polar. Tot astfel se adaugă la clasificarea iniţială caracteristica suprafeţei subiacente şi în cazul celorlalte mase de aer : tropical şi ecuatorial.

În cele ce urmează sînt descrise condiţiile de formare ale principalelor mase de aer de diferite tipuri geografice şi aspectul vremii din cuprinsul acestora.

Masele de aer arctic. Locul de formare a acestor mase de aer este bazinul arctic şi anume în anticiclonul care staţionează deasupra acestei regiuni geografice. În stratificarea verticală a maselor de aer arctic se observă cele mai mari valori ale gradientului termic, ceea ce le face să fie cele mai reci şi cele mai instabile dintre masele de aer. Cînd aerul din bazinul arctic este obligat, în urma modificărilor care se produc în structura reliefului baric, să părăsească regiunea în care s-a format pătrunde deasupra Europei dinspre nord şi nord-vest. Cînd vine dinspre Groenlanda-Spitzberg, sau din regiunea sudică a Insulei Nowaia Zemlia invadează dinspre nord şi nord-est.

Ţinîndu-se seama de aceste căi de pătrundere ale aerului arctic în Europa, precum şi de influenţele pe care le exercită natura suprafeţei terestre asupra acestuia, se disting mase de aer maritim arctic şi continental arctic.

Aerul maritim arctic. Datorită faptului că această masă de aer, pînă să ajungă în Europa, trece peste suprafaţa mai caldă a apelor Oceanului Atlantic, va căpăta o temperatură şi o umezeală mai ridicate, cel puţin în straturile inferioare. Aşa de exemplu, aerul arctic al zonei americane venit din bazinul arctic, cînd pătrunde deasupra teritoriului european, străbate o cale lungă deasupra părţii de nord

[1]) Masele de aer polar mai sînt denumite şi temperate.

a Oceanului Atlantic şi în consecinţă capătă însuşirile unei mase de aer maritim. Aerul maritim arctic încălzindu-se în contact cu suprafaţa oceanului devine o masă instabilă, cel puţin în straturile inferioare. În cuprinsul masei de aer maritim arctic, apariţia norilor de dezvoltare verticală este foarte frecventă, iar pe litoralul de nord şi nord-vest al Europei, în Norvegia, de exemplu, fenomenele orajoase sînt destul de obişnuite chiar în timpul iernii.

Aerul maritim arctic datorită extinderii mari verticale (3—5 km) pătrunde deseori pînă în Europa Centrală şi de sud-est. În ţara noastră pătrunderea acestui aer rece şi umed determină ninsorile tîrzii de primăvară şi cele timpurii de toamnă, iar în timpul verii ploile reci şi ninsorile din regiunea muntoasă.

Aerul continental arctic trecînd peste Marea Kursk şi Barenţ, pătrunde pe continent direct din regiunile glaciale ale bazinului arctic. În anotimpul rece, cînd solul este acoperit cu zăpadă în această masă de aer se produc cele mai puternice scăderi de temperatură. În stratele inferioare, aerul continental arctic este mai rece decît cel maritim arctic. În cuprinsul acestei mase de aer, umezeala fiind redusă precum şi datorită faptului că ea cuprinde un număr neînsemnat de nuclee de condensare, gradul de transparenţă este foarte ridicat, vizibilitatea depăşind în mod obişnuit 50 km. De asemenea nebulozitatea formată din nori izolaţi (Cumulus şi Stratocumulus, Altocumulus translucidus) este neînsemnată ca de altfel şi precipitaţiile care numai rareori cad în cuprinsul acestor mase de aer. În perioada rece a anului de cele mai multe ori se formează ceaţă. Extensiunea verticală a maselor de aer continental arctic este redusă şi ca atare de cele mai multe ori ele nu pot excalada nici munţii Urali.

Masele de aer polar. Aceste mase de aer au locul de formare în regiunile latitudinilor mijlocii şi anume în anticiclonii care staţionează deasupra întinderilor mari de uscat sau apă. Din acest punct de vedere se impart în :

Aerul maritim polar are iniţial însuşiri continentale deoarece se formează în anticiclonii care staţionează deasupra Canadei. După traversarea Oceanului Atlantic îşi modifică proprietăţile, astfel că în Europa ajunge ca o masă de aer maritim polar. Pătrunzînd pe continent, determină o vreme cu precipitaţii abundente. În perioada rece a anului imprimă vremii un aspect în general mai blînd, mai călduros. Vara din contră un aspect răcoros, cu precipitaţii frecvente sub formă de averse însoţite de descărcări electrice.

Aerul continental polar (temperat) se formează deasupra întinderilor mari de uscat de la latitudinile mijlocii şi cu mare frecvenţă în răsăritul Europei şi în Siberia. Are umezeală redusă. În timpul iernii, formîndu-se deasupra stratului de zăpadă, se răceşte puternic prin

radiație. Dacă aerul continental polar, rezultă din transformarea aerului maritim polar, atunci în cuprinsul lui apar nori Stratus joși și cețuri dense. În cazul cînd proveniența lui este legată de aerul arctic, vremea este frumoasă, iarna predominînd un timp senin dar geros. Vara, vremea în cuprinsul acestei mase de aer este caracterizată printr-o oarecare instabilitate. În cursul după amiezelor se pot semnala averse izolate de ploaie.

Masele de aer tropical sînt cele mai calde mase de aer ce ajung la latitudinile noastre. Se formează în cuprinsul regiunilor de mare presiune atmosferică de la latitudinile subtropicale și parțial tropicale.

Aerul maritim tropical se formează în zonele subtropicale ale Oceanelor Atlantic și Pacific și anume în regiunile Insulelor Azore și Haway. Pentru clima Europei și în special pentru partea de vest a continentului, anticiclonul Azoric are un rol important. Cînd prelungirea acestui anticiclon se extinde peste Mediterană, atunci și această regiune devine o sursă de aer maritim tropical pentru partea de est și sud-est a Europei. Gradul de stabilitate termică a acestei mase de aer este accentuat în perioada rece a anului.

În timpul iernii, o dată cu pătrunderea aerului maritim tropical în regiunile noastre, apar nori Stratus și cețuri intense de advecție. Se pot produce dezghețuri dacă invaziile aerului maritim tropical urmează după perioade geroase.

În perioada călduroasă instabilitatea termică caracteristică acestei mase aer, asigură formarea norilor orajoși din care cad ploi abundente însoțite uneori de fenomene orajoase.

Aerul continental tropical se formează deasupra părții de nord a continentului african, a Asiei Mici și Arabiei, iar în timpul verii deasupra părții de est și de sud-est a teritoriului european al Uniunii Sovietice și a Peninsulei Balcanice.

Aspectul vremii prezintă variații diurne neînsemnate, mai ales cînd acest aer s-a învechit. În prima parte a pătrunderii sau a formării lui în regiunile menționate, apar manifestări ale instabilității iar în cursul după amiezelor din norii Cumuliformi, cad averse izolate.

Masele de aer ecuatorial se formează în regiunea ecuatorului atît deasupra continentelor cît și a întinderilor mari de apă. Aceste mase de aer nu afectează climatul regiunilor noastre. Acestea trec împreună cu alizeele dintr-o emisferă în alta. Fenomenul are loc mai ales o dată cu schimbarea anotimpurilor. Pentru clasificarea geografică a maselor de aer s-a considerat că în anumite regiuni circulația atmosferică înlesnește prin apariția formațiilor anticiclonice staționare menținerea aerului un timp mai îndelungat. În realitate fiecare masă de aer se află în mișcare și transformare continuă și ca urmare își schimbă

necontenit proprietățile fizice. Datorită acestui fapt, tipurile geografice ale maselor de aer descrise mai înainte reprezintă numai o încercare de a prinde caracteristicile lor generale.

§ 3. Fronturile atmosferice

Între masa de aer cald și masa de aer rece există întotdeauna o zonă de separație. Dacă această zonă este destul de largă, trecerea de la o masă de aer la alta se poate face pe nesimțite. În mersul elementelor meteorologice, variațiile lor în această situație vor fi lente, fără modificări însemnate. În anumite împrejurări sub acțiunea curenților aerieni, masele de aer se pot apropia. Zona de separație se îngustează treptat, iar în distribuția elementelor apar variații însemnate. Între cele două mase de aer începe o acțiune reciprocă datorită însușirilor lor deosebite : lupta se dă în zona care le separă, de la suprafața Pămîntului și pînă la partea lor superioară. Pentru acest motiv, această zonă a fost denumită zonă frontală, iar intersecția acesteia cu suprafața terestră, *front atmosferic.*

Lățimea zonei frontale este cuprinsă între 10 și 30 km, iar înălțimea ei se extinde cel puțin pînă 1—2 km și cel mult pînă la limita superioară a troposferei.

În practica prevederii timpului, zona de separație dintre masele de aer, în cazul frontului atmosferic, este considerată fără a se face o greșală prea mare ca o suprafață, iar frontul atmosferic ca o linie care rezultă din intersecția suprafeței frontale cu suprafața terestră.

Suprafața frontală este înclinată totdeauna către masa de aer rece, situație determinată atît din cauza forței de abatere a lui Coriolis cît și din cauza densității mai mari a aerului rece. Suprafața frontală formează cu cea orizontală un unghi cuprins între 1° și 10°. Tangenta acestui unghi poate să oscileze între 1/300 și 1/50 (fig. 125).

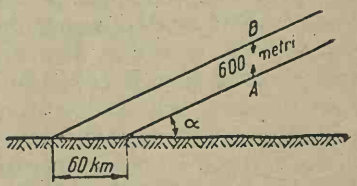


Fig. 125. Secțiune verticală printr-o zonă frontală.

Cîmpul distribuției presiunii atmosferice din zona frontului este caracterizat prin faptul că poziția frontului se confundă cu axul talvegului baric. În figura 126, *a*, se reprezintă schematic distribuția în plan orizontal în apropierea frontului, iar în figura 126, *b*, în plan vertical.

Linia groasă în acest caz reprezintă intersecția suprafeței frontale cu planul vertical, iar cu linii subțiri, izobarele în plan vertical.

Caracterul cîmpului baric determină și în apropierea frontului caracteristica repartiției vîntului, intensitatea și direcția acestuia. Curenții aerieni din apropierea frontului sînt totdeauna orientați convergent către acesta, adică frontul atmosferic în sine se confundă, din acest punct de vedere, cu o linie de convergență a curenților aerieni. Faptul este explicabil deoarece altfel contrastele factorilor meteorologici nu s-ar menține și frontul ar înceta să mai existe. În apropierea frontului, deci a axului talvegului baric, se vor produce cele mai mari modificări în distribuția elementelor meteorologice.

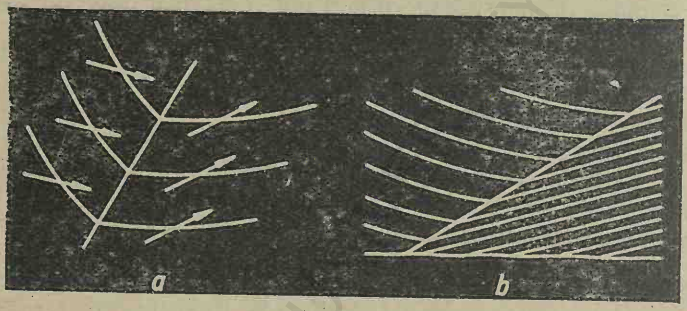


Fig. 126. Structura cîmpului baric în apropierea frontului atmosferic ; *a* — în plan orizontal ; *b* — în plan vertical.

O altă particularitate care se produce la trecerea unui front atmosferic deasupra unei localități oarecare este legată de schimbarea direcției vîntului. O dată cu apropierea frontului, vîntul se rotește treptat spre dreapta, adică în sensul de mișcare al acelor unui ceasornic. Dacă frontul se deplasează de la vest către est, la început suflă dinspre sud-est ; la trecerea frontului se rotește brusc prin sud, pentru ca apoi după trecerea frontului să sufle dinspre sud-vest. Cînd frontul vine dinspre est, în localitatea respectivă vîntul suflă din vest, iar o dată cu trecerea frontului, rotirea se face prin nord, iar apoi vîntul va sufla după trecerea frontului dinspre est. Aerul rece pătrunde totdeauna sub aerul cald ca o pană.

Fronturile atmosferice se pot clasifica după masa de aer care este mai activă, adică aceea care pătrunde în regiunea respectivă în : fronturi reci și fronturi calde. Un front aduce după sine o masă de aer rece, care înlocuiește masa caldă. După natura maselor de aer se disting :

front arctic, polar și tropical, ca fronturi ale principalelor mase de aer care afectează regiunile noastre.

În afară de fronturile reci și calde, deseori se mai produc și așa numitele fronturi mixte sau ocluse.

a. **Condițiile de formare și destrămare a fronturilor atmosferice.** În atmosferă se produc în mod permanent fenomene de formare și destrămare a fronturilor atmosferice. Pentru realizarea acestor procese, adică pentru apropierea și depărtarea maselor de aer cu proprietăți diferite, este necesară o anumită distribuție a curenților aerieni. Această acțiune este îndeplinită de circulația aerului în așa numitul cîmp de deformare al reliefului baric.

Pentru formarea fronturilor atmosferice mai este necesară și existența unei anumite distribuții a gradienților termici orizontali față de cele două axe ale cîmpului de deformare : axa de comprimare și axa de dilatare (AA' și BB') așa cum se constată din fig. 127).

Astfel, pentru formarea frontului, adică pentru realizarea unui fenomen de frontogeneză, este necesar ca axul de comprimare AA' să fie paralel sau să facă un unghi mai mic de 45° cu gradientul termic orizontal. Creșterea contactului termic este realizată prin apropierea izotermelor (fig. 127, *a*). O dată cu creșterea gradientului termic se produc variații însemnate și în distribuția celorlalte elemente meteorologice, ceea ce de altfel este caracteristica fronturilor atmosferice.

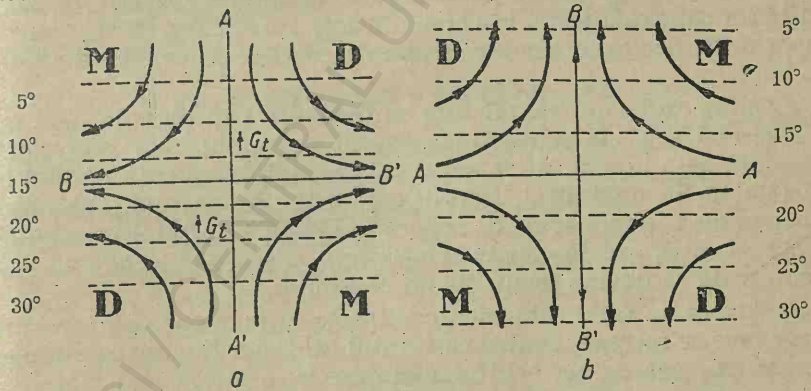


Fig. 127. Șaua barometrică, exemplu tipic de cîmp de deformare : *a* — frontogeneză ; *b* — frontoliză.
... izoterme ; — izobare.

În cazul cînd în cîmpul de deformare al curenților aerieni, gradienții termici sînt paraleli sau fac cu aceștia unghiuri mai mici de 45°, contrastul termic slăbește iar izotermele se distanțează. Are loc

așa numitul fenomen de frontoliză, adică de destrămarea fronturilor atmosferice (fig. 127, *b*), de-a lungul anului de dilatare (*BB'*).

Apariția sau destrămarea fronturilor atmosferice, elemente de bază în procesele care duc la schimbarea vremii într-o regiune oarecare, este condiționată de repartiția centrilor barici. Șaua barometrică este forma ideală, atît pentru frontogeneză cît și pentru frontoliză.

În afară de cîmpul de deformare, fronturile atmosferice pot să mai apară și sub acțiunea mai îndelungată a suprafeței terestre. Astfel, deasupra regiunii dintre uscat și mare, contrastul termic, care există se poate transmite straturilor de aer pînă la o înălțime apreciabilă, creîndu-se astfel două mase de aer vecine, dar cu însușiri deosebite. Acest mod de apariție a fronturilor atmosferice poartă denumirea de *frontogeneză topografică*, fenomen observat de obicei la limita gheților din bazinul arctic și a mărilor polare, prin contrast mai calde, sau între întinderile mari de uscat, răcite puternic iarna și mările învecinate ce rămîn mai calde.

b. **Aspectul vremii la trecerea fronturilor atmosferice.** Acțiunea reciprocă dintre masele de aer cu proprietăți deosebite are loc în zona de separație și are ca efect alunecarea aerului cald pe panta celui rece. De cele mai multe ori alunecarea este ascendentă, motiv pentru care fronturile respective poartă denumirea de anafronturi (de la cuvîntul grecesc ana, care înseamnă în sus). Cînd mișcarea aerului cald devine descendentă pe porțiunea respectivă a suprafeței frontale se zice că există un catafront (cata, înseamnă în jos). Anafronturile sînt cele mai importante, deoarece ele duc la apariția norilor și a precipitațiilor de tot felul.

Frontul cald este frontul care se deplasează în direcția unei mase de aer mai reci. În majoritatea cazurilor frontul cald reprezintă o suprafață de-a lungul căreia aerul cald se ridică pe panta aerului rece din fața sa. În mod ideal, frontul cald este un anafront. Este posibil totuși ca de-a lungul zonei de separație să apară porțiuni în care masa de aer să aibă, sau să capete temporar o mișcare descendentă, adică frontul cald să devină temporar un catafront.

Se zice că un front cald pătrunde într-o regiune oarecare cînd masa de aer rece se retrage. Pentru ca frontul cald să acționeze ca atare este necesar ca masa de aer cald să înainteze cu o viteză mai mare decît aceea cu care se retrage masa rece din fața ei.

În urma acestui fapt, aerul cald începe să alunece pe suprafața de separație a penei de aer rece. Consecința acestor mișcări de alunecare ascendentă a aerului cald este apariția unui vast sistem noros. Frontea sistemului este formată din norii superiori Cirrus care se pot extinde pînă la limita superioară a troposferei (fig. 128).

Pe măsură ce frontul cald se apropie de punctul de observație considerat, acoperirea cerului se mărește treptat. După norii superiori Cirrus, cu diferitele lor forme, prin care Soarele încă strălucește, apar norii mijlocii, Altostratus Translucidus, apoi Opaccus. Plafonul norilor coboară mereu. În sfîrșit cerul este acoperit complet, iar conturul Soarelui sau al Lunei nu se mai distinge. Vîntul suflă moderat din sectorul estic. Cînd plafonul norilor coboară la 2—3 km, uneori, de obicei iarna, încep să cadă precipitații (să ningă ușor). Pe măsură ce frontul se apropie, plafonul norilor coborînd sub 2 km, deasupra localității predomină nebulozitatea norilor inferiori stratiformi. Cînd începe să

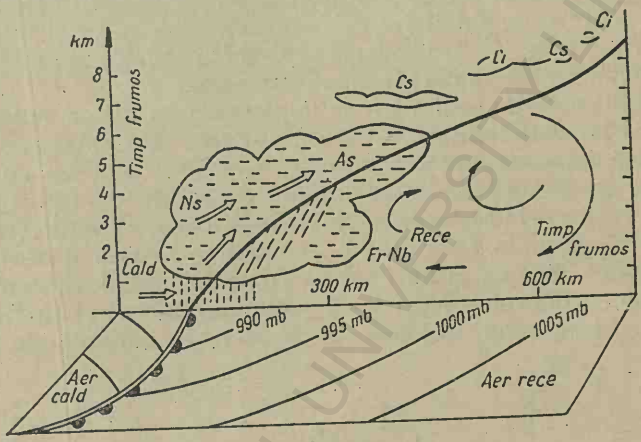


Fig. 128. Evoluția vremii la trecerea frontului cald.

plouă sau să ningă liniștit, nebulozitatea o formează norii Nimbostratus. Precipitațiile durează, uneori depășind 12—16 ore și sînt în general abundente. O dată cu apropierea frontului, vîntul se intensifică și se rotește spre dreapta, suflînd din sud-est. În acest timp precipitațiile încep să slăbească transformîndu-se deseori, primăvara sau toamna, în burniță. Lățimea zonei de precipitații este de obicei cuprinsă între 300 și 400 km, iarna fiind mai lată decît vara. Trebuie reținut că ea depinde, în afară de înclinarea suprafeței frontale (cu cît înclinarea este mai mică cu atît zona precipitațiilor este mai lată) și de umezeala masei de aer cald. O dată cu trecerea frontului, vîntul suferă o nouă rotire spre dreapta, de data aceasta bruscă. În continuare el suflă din sud-vest și slăbește treptat în intensitate. Sistemul noros începe să se destrame și vremea se ameliorează. Noaptea și dimineața cerul este mai mult senin. Către amiază și după amiază apar nori izolați (Cumulus de timp frumos), iar în anumite împrejurări cînd masa de aer cald

are stratificarea umed-instabilă, cad ploi izolate sub formă de averse.

Frontul rece pătrunde într-o regiune oarecare atunci cînd aerul rece înlocuiește masa de aer cald care se află în regiunea respectivă.

Masa de aer rece pătrunde ca o pană, forțînd aerul cald să execute o puternică mișcare ascendentă. Suprafața de separație a frontului rece va prezenta o pantă mult mai abruptă decît în cazul celui cald. De la o oarecare înălțime, de obicei peste 2 km frontul rece devine un catafront (aerul începe să coboare).

Fronturile reci se deplasează mult mai repede decît cele calde.

După unghiul de înclinare al suprafeței frontului și după cel pe care izobarele îl fac cu frontul propriu-zis la nivelul suprafeței terestre, fronturile reci se împart în două categorii :

— frontul rece de ordinul I, se deplasează cu viteză redusă și sînt anafronturi la toate înălțimile. Sistemul noros al acestui gen de front se aseamănă mult cu sistemul noros al frontului cald dar succesiunea norilor are loc în ordine inversă. Spre deosebire de frontul cald, la fronturile reci, curbura mare a părții inferioare a suprafeței frontale determină lîngă linia frontului o ascensiune bruscă a aerului cald. Acest fenomen face ca în apropierea frontului nebulozitatea să aparțină norilor cu dezvoltare verticală (Cumulonimbus) și să fie însoțite de vijelii și fenomene orajoase. La o oarecare distanță de front, în

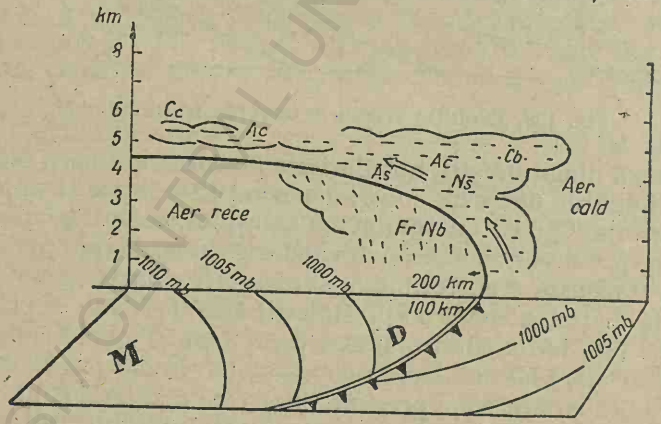


Fig. 129. Aspectul vremii la trecerea frontului rece de ordinul I.

masa rece, precipitațiile se transformă încontinuu și cad ca și în cazul frontului cald, cu singura deosebire că zona acestora este mai îngustă (cel mult pînă la 100 km) din cauza înclinării mai abrupte a suprafeței frontale (fig. 129). Pe măsură ce frontul rece de ordinul I se depărtează

de localitatea respectivă, plafonul norilor creşte, trecînd de la norii mijlocii către cei superiori ;

— frontul rece de ordinul II — este caracterizat printr-o pantă mai abruptă, care uneori depăşeşte 90°. Aerul cald din faţă este antrenat într-o puternică mişcare ascendentă. În urma destinderii adiabatice se produce răcirea bruscă a aerului, care duce la un proces violent de condensare a vaporilor de apă. Apar norii Cumulus congestus şi Cumulonimbus, din care cad precipitaţii abundente sub formă de averse, începînd chiar din faţa frontului, pe o distanţă de 10—15 km. Zona precipitaţiilor continuă şi în spatele frontului pe o adîncime de 30—40 km deci mult mai puţin îngustă decît în cazul frontului rece de ordinul I. Ploile sînt însoţite de vijelii şi fenomene orajoase. În figura 130 se reprezintă schematic structura frontului rece de ordinul II.

Atît în cazul frontului rece de ordinul I cît şi al celui de ordinul II, intensitatea vîntului creşte o dată cu apropierea frontului şi se roteşte brusc spre dreapta după trecerea frontului. Durata precipitaţiilor determinate de fronturile reci este de ordinul a 3—6 ore.

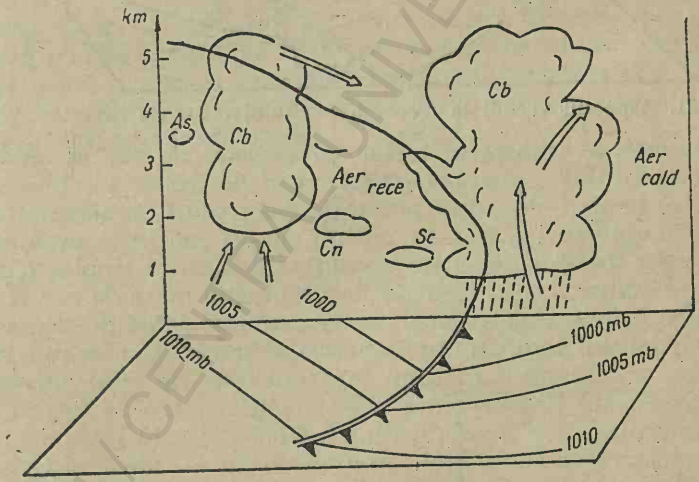


Fig. 130. Aspectul vremii la trecerea frontului rece de ordinul II.

Fronturile ocluse sau mixte. În afară de fronturile atmosferice amintite, în fenomenele care duc la schimbări esenţiale în evoluţia vremii deasupra unei regiuni oarecare, un rol important îl au aşa numitele fronturi ocluse sau mixte, fronturi care rezultă din unirea frontului rece cu cel cald. Acest proces se petrece de obicei în par-

tea centrală a unei depresiuni cînd aerul rece din spatele frontului rece se unește cu aerul rece din fața frontului cald.

Aspectul vremii, la trecerea unor astfel de fronturi, este în general închis. Norii au cele mai variate forme și se întind în mai multe straturi pînă la înălțimi de peste 5—6 km. Baza norilor în cazul ocluziunilor este joasă, iarna coborînd pînă la 100—200 m. Caracterul precipitațiilor determinate de fronturile ocluse depinde de felul frontului oclus.

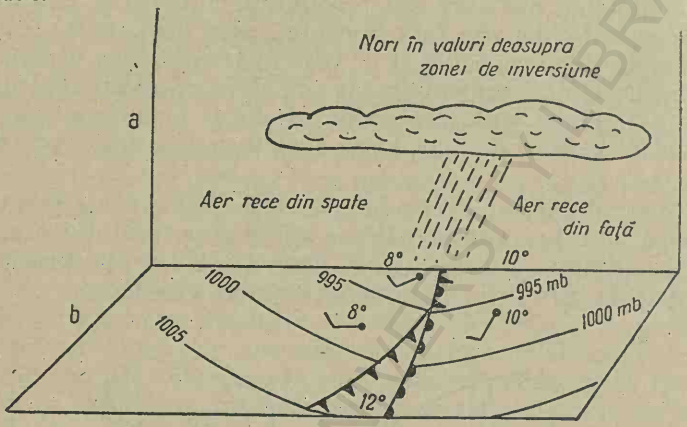


Fig. 131. Aspectul vremii la trecerea frontului oclus cu caracter neutru.

În funcție de caracterul termic al maselor de aer de pe ambele părți ale frontului se deosebesc trei feluri de fronturi ocluse : ocluse cu caracter neutru, de front cald și de front oclus cu caracter rece.

Dacă masele reci care s-au întîlnit nu au contraste prea mari de temperatură, toate fenomenele vremii se lichidează treptat (fig. 131).

Frontul oclus cu caracter cald. În cazul cînd masa de aer rece care se deplasează în spatele frontului rece este mai caldă decît masa rece din fața frontului cald, frontul oclus ce se produce în stratul inferior va fi un front cald, iar la înălțime un front rece (fig. 132). Într-un asemenea front oclus sînt prezente trei sisteme noroase : a fostului front cald, a frontului rece și nebulozitatea frontului cald inferior ce reapare. Pe măsură ce suprafețele frontale vechi se ridică, sistemele lor frontale dispar treptat. Cînd frontul superior (rece) depășește 2—3 km, nu se mai produc precipitații.

Sistemul noros al frontului oclus cald inferior poate lua treptat caracteristicile normale ale frontului cald, cînd ciclonul se regenerează. Altfel, sistemul lui noros se destramă treptat și cad precipitații continue, însă reduse din punct de vedere cantitativ ; primăvara și toamna burnițează.

Fronturile ocluse calde se observă frecvent în perioada rece a anului cînd aerul din spatele frontului rece de origine oceanică este mai cald, decît aerul rece din fața frontului cald.

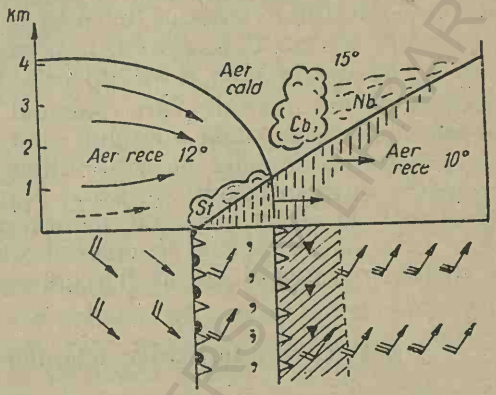


Fig. 132. Aspectul vremii la trecerea frontului oclus cu caracter cald.

Frontul oclus cu caracter rece în stratul din apropierea suprafeței terestre (fig. 133) apare mai ales deasupra continentului european în perioada caldă a anului. În acest timp, aerul rece din fața frontului este atît de încălzit deasupra uscatului încît aproape că nu diferă ca temperatură de aerul cald evacuat la înălțime.

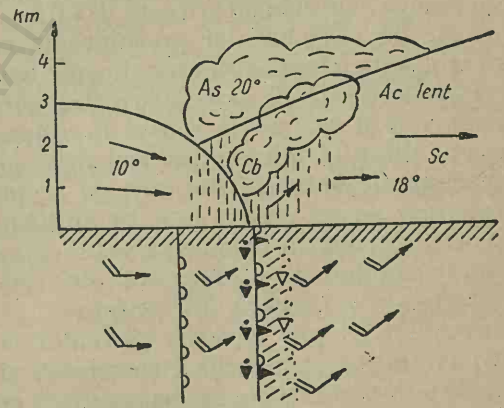


Fig. 133. Aspectul vremii la trecerea frontului oclus cu caracter rece.

Nebulozitatea frontului cald superior dispare treptat pe măsura evacuării aerului cald la înălțime și a lichidării norilor *Cb* ai fostului front rece. Pe frontul rece inferior apare un nou sistem noros caracteristic al frontului rece. Pentru aceasta este necesar ca

procesul de evacuare a aerului cald să se afle în faza finală, deoarece, altfel, aerul cald de la înălțime va bara dezvoltarea verticală a norilor *Cb*.

Caracteristica frontului oclus cu caracter rece o formează transformarea precipitațiilor continue (burnița sau ploaia fină) în precipitații sub formă de averse. Concomitent în aceasta se produce intensificarea bruscă a vîntului precum și schimbarea direcției acestuia.

Masele de aer oceanic care pătrund în spatele frontului rece imprimă în perioada caldă a anului, cînd sînt frecvente aceste situații, un pronunțat caracter de instabilitate a vremii. Ploile sînt însoțite deseori de manifestații orajoase. Viteza de deplasare a acestor fronturi este de obicei mică. Ele mențin o vreme urîtă și care poate dura 1—3 zile, mai ales, cînd fenomenul ocluziunii s-a produs deasupra unei regiuni muntoase cum ar fi regiunea dintre Carpați și Balcani.

§ 4. Despre formarea ciclonilor și anticiclonilor

Așa cum de altfel s-a arătat în capitolul respectiv prin depresiune sau ciclon se înțelege acea regiune a cîmpului baric în care presiunea atmosferică scade de la periferie către centru, unde prezintă o valoare minimă. Mișcarea aerului este convergentă, în straturile inferioare și se desfășoară invers sensului de mișcare a acelor unui ceasornic. Potrivit celor expuse mai înainte ciclonii pot ocupa suprafețe imense, cu diametrul peste 3 000 km. Obișnuit, diametrul ciclonilor este de 1 000 km, iar presiunea la centru între 1 000 și 970 mb. la cazul anticiclonilor sau maximelor barice, forme în care presiunea aerului descrește de la centru către periferie, mișcarea aerului este divergentă și se face în sensul de mișcare al acelor unui ceasornic, direcția vîntului intersectînd izobarele sub unghiuri mai mici de 90°. Dimensiunile anticiclonilor sînt de același ordin ca și ale ciclonilor. Presiunea lor la centru este în mijlociu 1 020—1 030 mb depășind uneori 1 070 mb. În ceea ce privește extensiunea verticală a ciclonilor și anticiclonilor, aceste formații ale reliefului baric cuprind deseori întreaga troposferă. În continuare se va aminti sumar istoricul concepțiilor asupra formării ciclonilor și anticiclonilor cunoscute și sub denumirea de teoriile ciclogenezei și anticiclogenezei. Problema este de o importanță covîrșitoare pentru prevederea timpului, deoarece fenomenele care duc la apariția, dezvoltarea și stingerea formațiilor barice implică participarea maselor de aer și a fronturilor atmosferice, elemente care prin natura și interacțiunea lor definesc și determină aspectul vremii deasupra unei regiuni geografice oarecare.

Teoria termică a ciclo și anticiclogenezei se bazează pe influența încălzirii și răcirii aerului aflat deasupra unor regiuni geografice întinse. Aerul încălzit, devenind mai ușor se ridică, iar în locul lui se revarsă aerul mai rece din jur. Aerul intrat în mișcare sub acțiunea termică este supus forțelor de abatere, de frecare și a forței centrifuge. Ca urmare a acestui fapt în stratul inferior, aerul se va mișca în sens ciclonic de la periferie către centru. În altitudine se produce o mișcare divergentă, apoi de coborîre a aerului rece care înlocuiește pe cel cald în ascensiune.

În cazul unei răciri suficiente și îndelungate (ce se realizează frecvent iarna deasupra întinderilor mari de uscat) aerul devine mai dens și ca atare se va răspîndi către regiunile mai calde, situație care va determina o circulație anticiclonică (divergentă în straturile inferioare).

Această concepție apărută în doua jumătate a secolului al XIX-lea, deși întemeiată într-o oarecare măsură pe o bază fizică, nu a putut rezista teoriilor care au urmat, prin faptul că nu a putut răspunde cauzei apariției. dezvoltării și deplasării rapide a ciclonilor și anticiclonilor de la latitudinile mijlocii. De asemenea au apărut dificultăți atunci cînd datele radiosondajelor aerologice scoteau în evidență că la altitudini în cicloni temperatura aerului este mai mică decît in anticicloni.

Teoria undelor frontale este introdusă în meteorologie de către școala norvegiană (Bjerknes-Solberg) după primul război mondial (1920). Baza acestei teorii constă în faptul că de-a lungul fronturilor atmosferice principale (care separă masele de aer după clasificarea geografică) apar permanente mișcări ondulatorii care conduc la deformarea frontului. Aceste „perturbații ondulatorii" ale frontului, pendulează cînd în partea aerului rece cînd către aerul cald. În sectoarele respective, frontul ia caracterul frontului rece sau a celui cald. Pentru înțelegerea și mai justă a fenomenului de ciclogeneză, conform acestei teorii, trebuie să se țină seama de faptul că lungimea frontului de-a lungul căruia apar mișcările ondulatorii este de cîteva mii de km. Cînd lungimea de undă a acestor mișcări este sub 1 000 km perturbația apărută pe front nu produce modificări în cîmpul baric ci, treptat, treptat se stinge. Poziția frontului nu se modifică. Asemenea unde se numesc unde stabile.

Cu totul altfel se petrec lucrurile în cazul cînd mișcarea ondulatorie apărută pe front are o lungime de undă mai mare $\approx$1 000 km. În asemenea cazuri, deformările care se produc de-a lungul frontului capătă un caracter permanent. Amplitudinea mișcărilor ondulatorii este mult mai mare decît în cazul precedent și unda are de data aceasta caracter de instabilitate. În cîmpul baric apar modificări însemnate : per-

turbație ondulatorie la început, capătă acum caracter de vîrtej (figura 134).

În cele ce urmează sînt ilustrate schematic evoluțiile ciclonului deduse din consultarea zilnică a hărților sinoptice de către Bjerknes și Solberg.

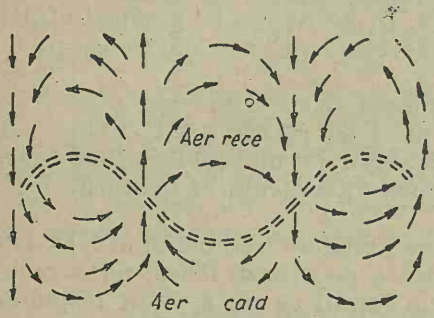


Fig. 134. Distribuția curenților aerieni în procesul ciclogenezei și anticiclogenezei după teoria ondulatorie.

În stadiul *a* (fig. 135) frontul principal este indicat punctat ca o separație a celor două mase de aer (aerul cald indicat de săgeata goală, iar aerul rece de săgeata subțire, plină). Aerul rece se află la nord, cel cald la sud.

În stadiul *b* frontul devine ondulat. În porțiunea unde aerul cald înaintează, apare sistemul noros cu zona de precipitații, caracteristică

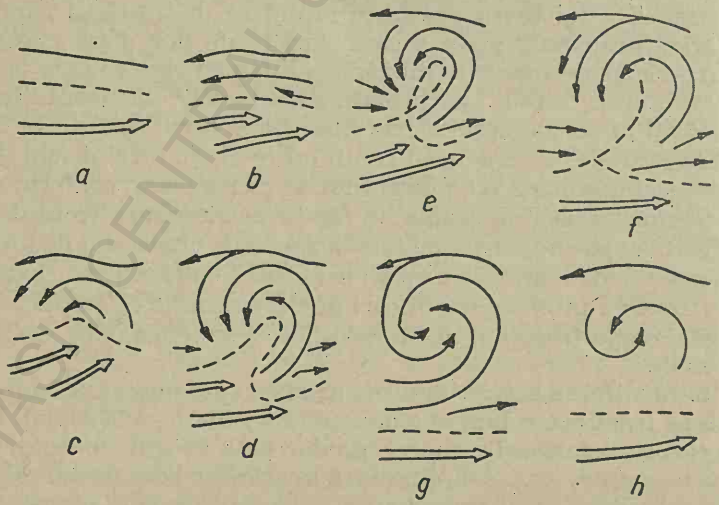


Fig. 135. Apariția, dezvoltarea și stingerea ciclonului după teoria Bjerknes-Solberg.

acestui front. Dacă în continuare, amplitudinea mișcării crește, unda va deveni instabilă. În faza următoare (fig. 131, *c*) apare ciclonul tînăr bine conturat. În cîmpul baric izobarele, cel puțin două, sînt închise. Sectorul cald este marcat prin săgeți goale, iar mișcarea aerului se face din sud-vest. Aerul cald din această regiune se deplasează mai repede decît se retrage aerul rece din fața sa : se produce frontul cald al ciclonului. În partea superioară a undei are loc pătrunderea aerului rece dinspre nord-vest. Aerul din sectorul cald este înlocuit, în această parte, cu cel rece care pătrunde sub el ca o pană. Este cazul frontului rece al ciclonului. Trecerea frontului cald și a frontului rece determină schimbarea vremei descrisă în paragraful precedent.

În stadiile următoare frontul rece, deplasîndu-se mai repede decît cel cald, îl ajunge din urmă. Sectorul cald al depresiunii se îngustează. La suprafața Pămîntului rămîne în contact doar aerul rece din spatele frontului rece cu cel rece din fața frontului cald : începe fenomenul de ocluziune a depresiunii, iar frontul care ia naștere poartă denumirea de front oclus (fig. 135).

Pe harta sinoptică din figura 136 sînt reproduse schematic condițiile în care poate să se formeze un ciclon (fig. 136, *a*), ale unui ciclon tînăr (fig. 136, *b*) și ale unui ciclon pe cale de ocludere (fig. 136, *c*).

Teoria undelor frontale oferă imaginea formării și evoluția ciclonilor, însă nu lămurește cauza apariției undei însăși. În ceea ce privește formarea anticiclonilor înalți, bine dezvoltați, explicația nu poate fi găsită cu ajutorul acestei teorii decît pentru anticiclonii mobili care alternează cu depresiunile formate pe același front principal.

O dată cu dezvoltarea mijloacelor tehnice de sondare a atmosferei, între anii 1836—1838, au fost puse bazele unei noi teorii despre formarea ciclonilor și anticiclonilor : teoria advectivo-dinamică.

După această teorie, apariția ciclonilor și anticiclonilor este determinată de acțiunea reciprocă a celor doi factori : advectiv (de transport) și dinamic.

Contribuția factorului advectiv este reflectată numai în deplasarea formațiilor barice existente. Un ciclon sau un anticiclon se va deplasa de la o regiune la alta, astfel încît să nu apară modificări, într-un sens sau altul, în valoarea presiunii, la centrul formațiilor barice respective.

Apariția, dezvoltarea și stingerea ciclonilor, și anticiclonilor au loc numai sub influența elementului dinamic.

Analiza concomitentă a cîmpului termic și a celui baric (cîmpul termobaric) dă posibilitatea de a se întrezări modificările ce vor avea loc în relieful baric.

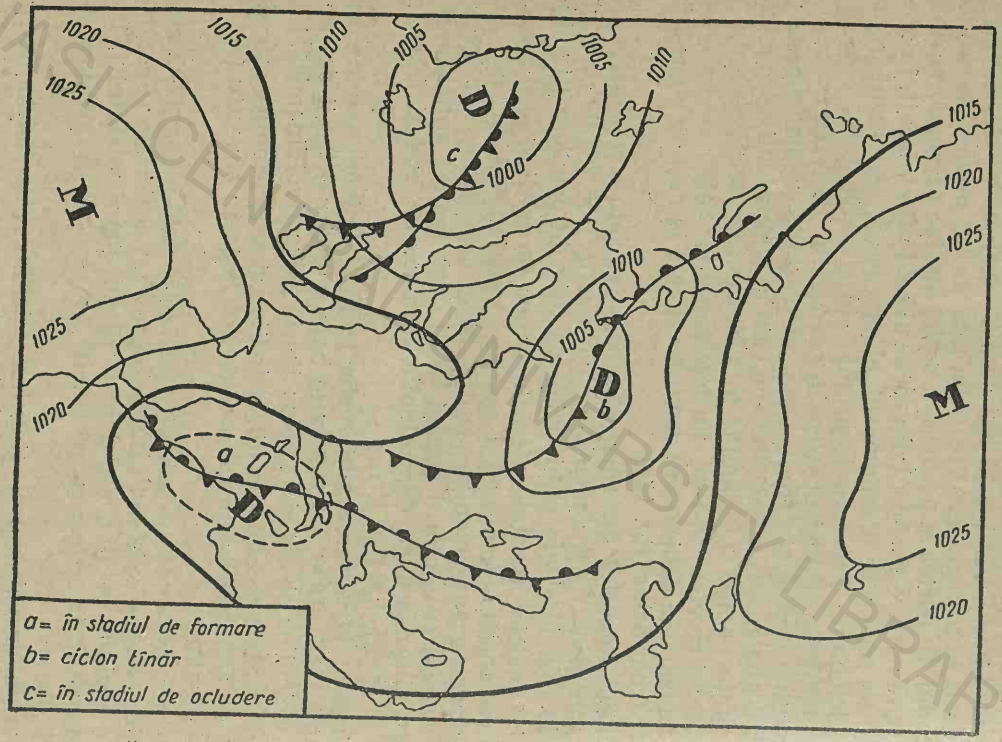


Fig. 136. Stadii de evoluție a depresiunilor deasupra Europei.

Convergența și divergența curenților aerieni, din troposfera mijlocie, reprezintă factorul dinamic care asigură atît apariția cît dispariția formațiilor barice (fig. 137).

Dacă la înălțime, obișnuit la nivelul hărții topografice de 500 mb în cîmpul curenților aerieni se produce divergență, sînt create condiții favorabile ca la suprafața Pămîntului să se genereze formații ciclonice, iar în cazul convergenței, anticiclonice.

În figura 137, *a*, *b* sînt schițate condițiile termobarice ce determină anticiclogeneza și ciclogeneza la suprafața Pămîntului. Situația se realizează în cazul cînd între izohipse (linii pline) și izoterme (linii întrerupte) unghiurile respective nu depășesc 45°. Valoarea advecției este apreciată prin valoarea acestor unghiuri care se socotesc de la izohipsă la izotermă, privind în direcția circulației exprimate de izohipse.

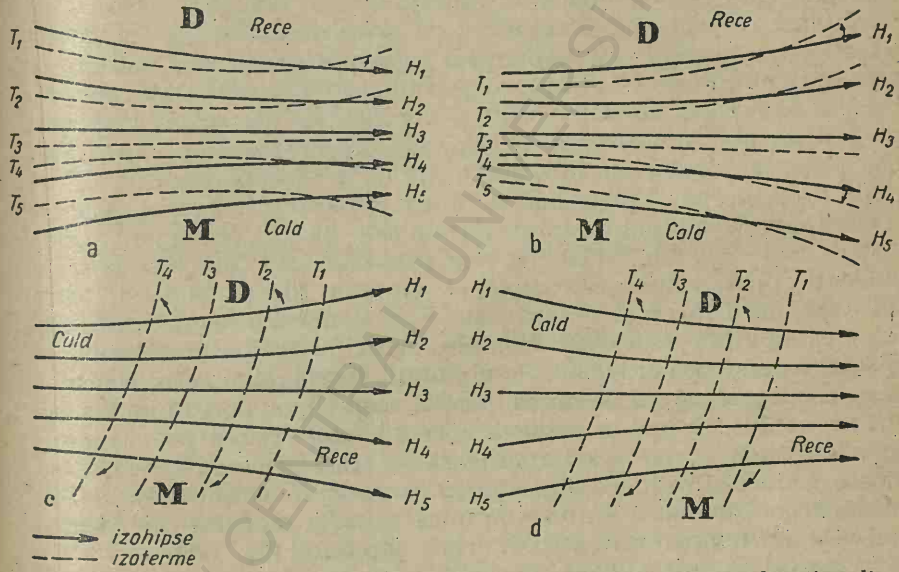


Fig. 137. Fenomene de anticiclogeneză și ciclogeneză în teoria advectivo-dinamică.

În figura 137, *c*, *d*, sînt redate situațiile termobarice care duc la creșterea și respectiv la scăderea presiunii atmosferice la suprafața Pămîntului în cazul divergenței și convergenței liniilor de curent cînd acestea se întretaie cu izotermele sub unghiuri mai mari de 45°.

Motivarea teoretică fizico-matematică a acestor transformări este cuprinsă în lucrările de specialitate.

Invaziile de aer cald sau rece, scăderea sau creşterea presiunii atmosferice, sub acţiunea separată sau comună a factorului advectiv sau dinamic, pot fi anticipate cu 1—3 zile.

Structura depresiunilor şi anticiclonilor este elucidată cu ajutorul acestei teorii.

§ 5. Aspectul vremii la trecerea unei depresiuni

Apropierea unei depresiuni de o localitate oarecare poate fi identificată cu ajutorul norilor superiori din familia Cirrus, care se află în fruntea sistemului noros generat în cuprinsul acestei forme barice. Apariţia diferitelor forme ale norilor superiori este legată de prezenţa frontului cald care se află la o distanţă de cel puţin 600—800 km de localitatea respectivă. Concomitent cu acoperirea cerului, în această situaţie, barometrul sau barograful marchează scăderea continuă a presiunii atmosferice. Vîntul suflă slab la început dinspre est. Pe măsura apropierii frontului cald şi concomitent cu acoperirea completă a aerului cu nori mijlocii prin care Soarele sau Luna nu se mai pot observa, vîntul se intensifică şi suflă dinspre sud-est. După puţin timp începe să plouă sau să ningă, la început slab, apoi moderat şi continuu. Precipitaţiile sînt de durată (12—24 ore), şi acoperă o zonă lată de 300—400 km. După trecerea frontului cald care este pusă în evidenţă prin schimbarea direcţiei vîntului (de la sud-est, către sud-vest) norii încep să se destrame. Fenomenul are loc datorită faptului că în lipsa suprafeţei frontale, aerul nu mai este antrenat la mişcări ascendente ordonate. Precipitaţiile încetează şi cerul continuă să se înseninеze sau să fie numai parţial acoperit, cu nori Cumulus sau Stratocumulus. Numai în perioada rece a anului vremea poate rămîne cîteodată închisă, iar precipitaţiile să se transforme în burniţe sau ninsoare slabă. Presiunea atmosferică oscilează în sensul creşterii sau scăderii neînsemnate. Vîntul continuă să sufle moderat din vest şi sud-vest, iar temperatura aerului creşte apreciabil (fig. 138).

Această situaţie durează pînă la apariţia frontului rece care face parte integrantă din structura unei depresiuni. Intervalul de timp, necesar pentru apropierea frontului rece, este apreciat pînă la 1—2 zile, în funcţie de stadiul depresiunii respective.

Apropierea frontuluui rece este pusă în evidenţă pe bolta cerului de apariţia unor formaţii noroase cumuliforme, din ce în ce mai bine dezvoltate : Cumulus congestus, Cumulonimbus. Precipitaţiile cad sub formă de averse, însoţite deseori în perioada caldă a anului de manifestaţii orajoase. Durata precipitaţiilor frontului rece este de 3—6 ore

și numai rareori atinge 12 ore iar lățimea zonei pe care cad nu depășește 200 km.

După trecerea frontului rece, vîntul se intensifică și suflă dinspre nord-vest. Presiunea aerului crește, iar temperatura scade apreciabil. Cerul după cîteva ore începe să se degajeze treptat. Atît vara cît și iarna, în spatele frontului rece, adică în sectorul rece al depresiunii,

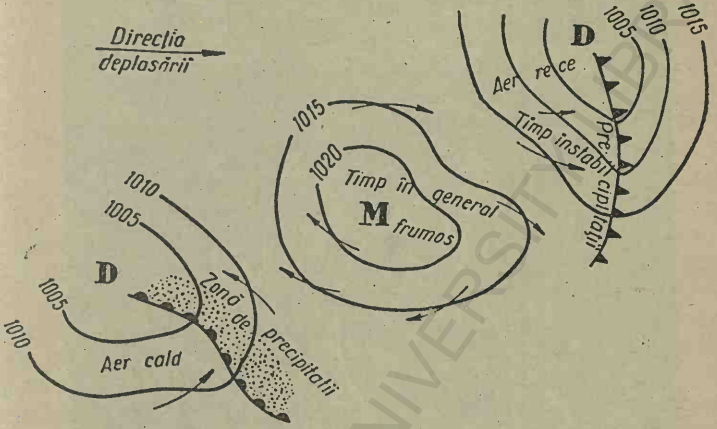


Fig. 138. Aspectul vremii la trecerea principalelor formații barice.

apar formații noroase cumuliforme ca urmare a instabilității. Din acestea cad uneori precipitații locale sub formă de averse.

Aspectul urît al vremii, cu cerul noros, precipitații, intensificări de vînt și alte variații importante în evoluția elementelor meteorologice, sînt fenomene caracteristice trecerii unei depresiuni printr-o anumită regiune. Toate transformările amintite sînt rezultatul mișcărilor convergente la care este supus aerul într-o astfel de formă barică. Ca urmare a acestor mișcări are loc ascensiunea forțată a aerului cald atît pe panta aerului rece din fața frontului cald cît și pe a celui rece din spatele ciclonului, care înaintează mai repede decît aerul cald. În figura 139 secțiunile *B-B* și *B'-B'* sînt concludente pentru scoaterea în evidență a acestor particularități.

După ce frontul rece din spate s-a apropiat suficient de frontul rece din fața ciclonului, aerul cald pierde contactul cu suprafața terestră : începe fenomenul de ocluziune (fig. 139 secțiunea *AA*). Vremea devine și mai urîtă : ploile sau ninsorile pot dura 3—4 zile.

Proprietățile maselor de aer care intră în componența depresiunii sînt elemente hotărîtoare în determinarea evoluției vremii la trece-

rea unui ciclon. În cazul fazei de ocludere, un rol hotărîtor, în afară de natura maselor de aer, îl poate avea influența orografică a regiunii respective.

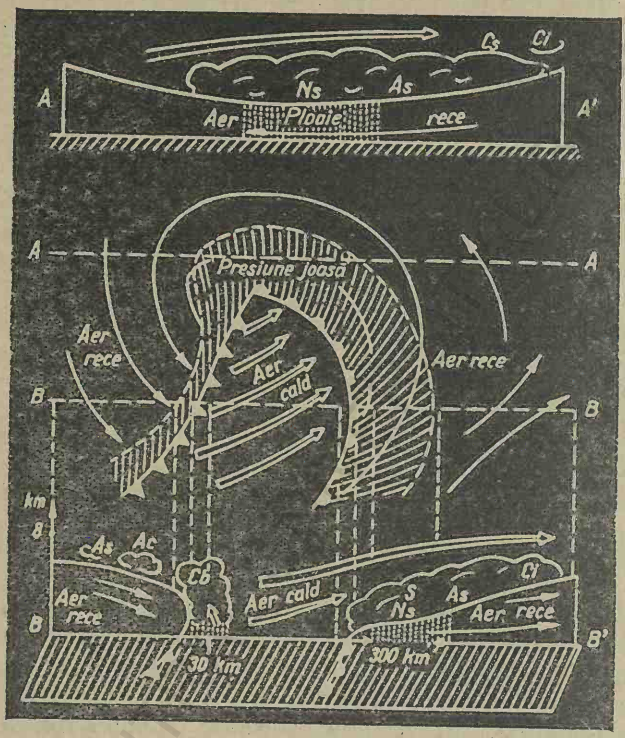


Fig. 139. Structura unei depresiuni și aspectul vremii la trecerea ei peste o regiune oarecare.

§ 6. Aspectul vremii la trecerea unui anticiclon

În regiunile de mare presiune atmosferică aerul fiind supus unei mișcări descendente determinate de convergența curenților superiori, se va încălzi prin comprimare adiabatică și se va îndepărta de starea de saturație. În partea anterioară a unui anticiclon la o oarecare distanță de centrul acestuia se resimte influența sectorului posterior al depresiunii din fața lui. În regiunile geografice care se găsesc sub influența acestei circulații, de nord și nord-vest, vremea va fi rece :

iarna geroasă, cu ninsori intermitente, iar vara instabilă și răcoroasă. Ploile vor avea caracter de averse (tipice situațiilor trecerii frontu-rilor reci).

În partea sudică a anticiclonului, vremea este de obicei secetoasă în perioada călduroasă a anului cînd în Mediterană este o activitate ciclonică redusă.

În perioada rece în schimb, bazinul Mării Mediterane devenind sediul unei importante activități ciclonice, sectorul sudic al anticiclo-nului prezintă o vreme închisă cu precipitații abundente, deseori cu ninsori viscolite.

În sectorul posterior al anticiclonului se resimte într-o oarecare măsură influența depresiunii care înaintează și anume a sectorului cald al acesteia. Cerul va fi mai mult noros, tipic formațiilor margi-nale ale frontului cald și vor cădea precipitații de obicei liniștite. În figura 138, se află reprodusă schematic interdependența dintre dife-ritele sectoare ale principalelor formații barice și influența lor asupra evoluției vremii. În partea centrală a anticiclonului, unde spre deo-sebire de regiunile periferice, masa de aer prezintă însușiri omogene, vremea este deseori frumoasă, cu cerul mai mult senin, mai ales vara. Iarna se pot produce frecvent cețuri de radiație. Vîntul suflă slab. Stabilirea unor astfel de situații atmosferice în perioada călduroasă determină cele mai periculoase condiții de secetă. Iarna, dacă solul este acoperit cu zăpadă mai multe zile de-a rîndul predomină gerul. Uneori se formează ceață înaltă care persistă, iar alteori pot cădea și precipitații slabe. Fenomenul acesta are loc sub barajul de inversiune termică, rezultatul mișcărilor ascendente.

§ 7. Prevederea timpului

Cunoașterea legilor care guvernează fenomenele meteorologice are ca scop final să dea posibilitatea celor care activează în acest domeniu să anticipeze pentru un interval de timp oarecare evoluția aspectu-lui vremii într-o regiune sau o localitate anumită. Din cele arătate sumar pînă acum, se poate constata că „vremea" reprezintă o inter-acțiune continuă a o serie de factori sau elemente meteorologice.

Pentru a prinde sensul evoluției proceselor atmosferice, în meteo-rologie sînt folosite observațiile făcute asupra elementelor meteoro-logice care în totalitatea lor determină ceea ce în mod obișnuit numim „vreme".

Aceste observații se fac atît cu ochiul liber (vizual) cît și cu aju-torul instrumentelor. Datele respective, fie că se referă la observații care sînt făcute la nivelul suprafeței terestre sau la diferite înălțimi

(date aerologice), sînt transmise prin telefon, radio sau teleimprimatoare centrelor colectoare și de acolo centrelor serviciilor de prevederea timpului de pe lîngă Institutul Meteorologic al țării respective. De aici se retransmit, formînd așa numitul „colectiv național". În fiecare țară existînd o rețea de stațiuni meteorologice se înțelege că dacă se respectă programul efectuării observațiilor și transmiterii lor, schimbul de informații între Institutele meteorologice se poate face ușor și rapid. Mesagiile meteorologice sînt transmise sub formă unor telegrame cifrate, pe baza unui cod în care se află amănunțit descris fiecare element meteorologic.

Pentru observațiile efectuate la stațiile terestre, telegrama meteorologică are forma următoare :

$$\underset{0}{\underline{YYGmGm}}\ \ \underset{1}{\underline{IIiii}}-\underset{2}{\underline{Nddff}}-\underset{3}{\underline{VVwwW}}-\underset{4}{\underline{PPPTT}}-\underset{5}{\underline{N_hG_hC_MC_H}}-\underset{6}{\underline{TdTdapp}}-\underset{7}{\underline{7RRTeTe}}$$

În grupa 0, *YY* este reprezentată ziua calendaristică a lunei, *GmGm* ora la care a fost alcătuită telegrama.

În prima grupă, *II* este indicativul careului geografic în care se află localitatea unde s-a făcut observația ;

iii, indicativul numeric al stației de unde s-a primit telegrama meteorologică ;

În grupa a doua, *N* reprezintă gradul de acoperire al cerului cu nori de toate felurile (nebulozitatea) ;

dd, direcția vîntului în decagrade ;

ff, viteza vîntului în m/s.

În grupa a treia, *VV* vizibilitatea orizontală în km ;

ww, starea timpului în momentul observației sau în cursul orei precedente ;

W, starea timpului dintre orele de observație.

În grupa a patra, *PPP* este presiunea atmosferică, exprimată în milibari. Se transmit cifrele zecilor, unităților și zecimilor de milibari. Cifrele miilor și sutelor de milibari se omit.

TT, temperatura aerului. Se dă în grade întregi Celsius. În cazul temperaturilor sub 0° la numărul gradelor se adaugă cifra 50.

În grupa a cincea, N_h este nebulozitatea norilor inferiori (Ci), iar dacă aceștia nu există, nebulozitatea norilor mijlocii (C_M) ;

h, înălțimea bazei norilor inferiori sau mijlocii ;

C_L, norii inferiori Stratocumulus, Stratus, Cumulus, Cumulonimbus ;

C_M, Altocumulus, Altostratus, Nimbostratus ;

C_H, norii superiori (Cirrus).

În grupa a șasea, *TdTd* reprezintă temperatura punctului de rouă. Se transmite în grade Celsius ca și temperatura aerului ;

a, caracteristica tendinței barice pentru ultimele 3 ore ;

pp, valoarea tendinței barice la nivelul stației pentru ultimele 3 ore.

În grupa a șaptea, 7 este cifra distinctivă (de control) ;

RR, cantitatea precipitațiilor căzute în 12 ore (de la ora 07, pînă la 19, sau de la ora 19 la ora 07) ;

TeTe, temperatura extremă (maximă sau minimă) a aerului. Se dă în grade întregi : minima se transmite în telegrama de dimineață, la ora 08, iar maxima seara, la ora 20.

Pe hărțile geografice, pe care sînt înscrise elementele meteorologice cuprinse în telegramele respective, sînt delimitate așa numitele regiuni sinoptice. De exemplu, România și Bulgaria fac parte din careul 15, Italia 16, Turcia 17 etc.

Fiecare stație meteorologică din cuprinsul acestei regiuni poartă un indicativ numeric : București 420, Iași 090, Tr. Severin 410, Sofia 612 etc.

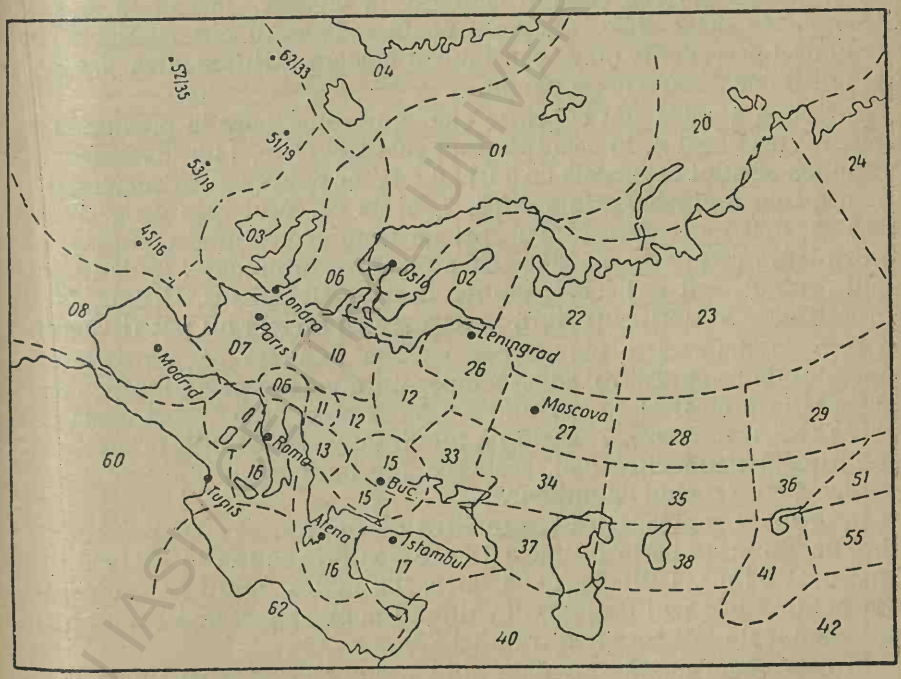


Fig. 141 *a*. Simbolurile nebulozității, schema Bjerknes și ale direcției și intensității vîntului.

Telegramele meteorologice se cifrează după schema arătată mai înainte cu ajutorul codului în care fiecare element meteorologic poate fi amănunțit descris. De la orice stație meteorologică, telegrama sinoptică este transmisă sub forma a 8 grupe de cifre, ca de exemplu :

$$\underset{0}{1006} - \underset{1}{15010} - \underset{2}{83216} - \underset{3}{56726} - \underset{4}{11651} - \underset{5}{7752} - \underset{6}{52708} - \underset{7}{70802}$$

Această telegramă are semnificația următoare : a fost alcătuită în ziua de 10 ale lunii respective, la ora 06 TMG (timp meridian Greenwich) și aparține stației meteorologice Satul Mare din careul geografic 15 ;

Prima cifră a celei de a doua grupă, 8, înseamnă că cerul este complet acoperit ; următoarele două cifre, 32, reprezintă direcția vîntului și arată că acesta suflă din nord-vest (320°) cu viteza de 16 m/s (indicată de ultimele două cifre).

Mai departe primele două cifre, 56, exprimă vizibilitatea orizontală și anume potrivit codului sinoptic în vigoare, înseamnă 6 km. Următoarele două cifre, 72, arată că în momentul observației și în cursul orei precedente ninge continuu și moderat. Ultima cifră, 6, arată că în ultimele 3 sau 6 ore a plouat.

În grupa a patra sînt cuprinse elemente referitoare la presiunea și temperatura aerului. În cazul de față cele trei cifre, 116, înseamnă că presiunea aerului este egală cu 1 011,6 mb, iar temperatura aerului, 1°;

În grupa a cincea, prima cifră, 7, arată că cerul este acoperit cu spărturi, mai mult de 9/10, cu nori de timp rău, nimbostratus, 7, al căror plafon este 600—1 000 m (cifra 5). Cifra următoare, 2, dă informații despre norii mijlocii și anume despre Altostratus. Ultima cifră x, referitoare la norii superiori, precizează că aceștia nu pot fi văzuți.

Primele două cifre ale grupei a șasea re arată că temperatura punctului de rouă (TdTd), adică temperatura la care poate începe condensarea în atmosferă la ora cînd s-a făcut observația, a fost egală cu —2°. Cifra următoare, 7, arată că tendința barică se află în scădere, iar ultimele două cifre (08), scăderea presiunii în ultimele 3 ore a fost egală cu 8 zecimi de milibar.

În grupa a șaptea, cifra 7 este cifra de control. Următoarele două cifra, 08, ne arată că în ultimele 12 ore apa provenită din precipitații a măsurat 6 l/m². Ultimele două cifre, 02, indică faptul că temperatura minimă în cazul de față, din timpul nopții telegrama fiind alcătuită dimineața la 8 (ora noastră oficială).

În cele ce urmează sînt date cîteva simboluri pentru unele elemente meteorologice care servesc atît pentru codificarea telegramei cît și pentru trecerea lor pe hărțile sinoptice (fig. 141).

Descrierea amănunțită a fiecărui simbol în parte este făcută în codurile sinoptice pentru întocmirea și transmiterea telegramelor meteorologice. La întocmirea hărților sinoptice trecerea elementelor meteorologice primite în telegrama respectivă se face într-o anumită ordine conform schemei din figura 142, în care mai sînt cuprinse și normele de transcriere a nebulozității și vitezei vîntului.

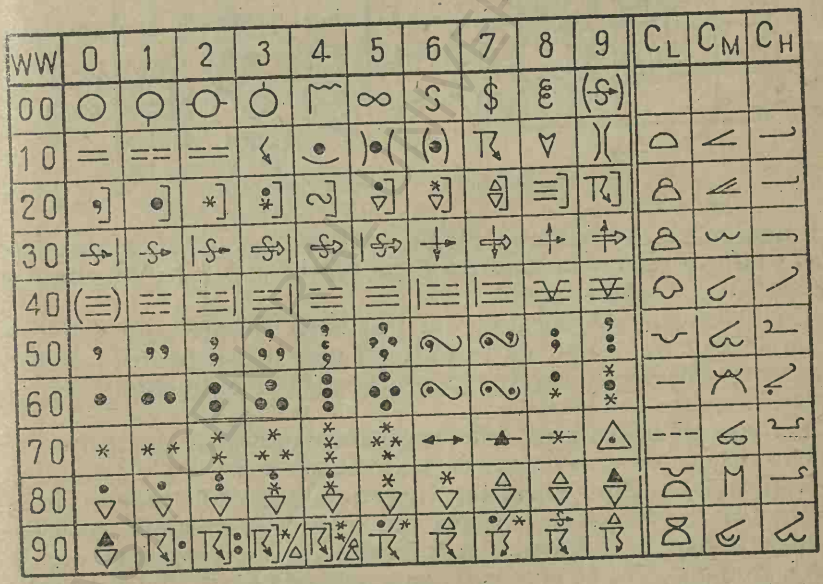
O dată cu introducerea tehnicii noi în prelucrarea informațiilor meteorologice, încă în anul 1966, la cea de a IV-a Sesiune a Comisiei de Meteorologie Sinoptică din cadrul Organizației Meteorologice

SCHEMA TELEGRAMEI

IIiii Nddf$_m$f$_m$ VVwwW PPPTT N$_h$C$_L$hC$_M$C$_H$ T$_d$T$_d$app

7 RRT$_e$T$_e$ 9 SpSpspsp

SIMBOLURILE PENTRU TIMP ȘI NORI



*OBS 1 - Simbolurile 93 și 94 se utilizează cu semnul * cînd a căzut zăpadă și cu semnul Δ cînd a căzut grindină.*

2 - Întrebuințarea culorii roșii pentru C$_H$ este facultativă.

Fig. 141. Schema telegramei sinoptice și simbolurile pentru timp și nori.

Mondiale s-a hotărît să se folosească sub o altă formă schema actualului cod sinoptic.

Această nouă formă va intra în vigoare la un an după Congresul al VI-lea al OMM care a avut loc în primăvara anului 1971. Noul cod nu presupune introducerea de noi elemente ci s-a propus detalierea codificării observațiilor meteorologice în scopul asigurării unei pre-

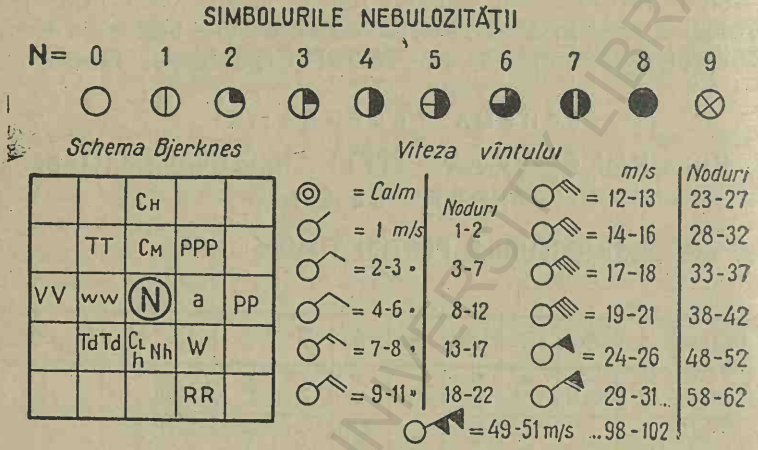


Fig. 142. Raionarea rețelei meteorologice.

cizii mai mari în indicarea elementelor și fenomenelor meteorologice, conform cerințelor analizei și prevederilor pentru diferite intervale de timp și scări sinoptice.

Codul propus este alcătuit din trei părți, fiecare cuprinzînd date de un anumit tip. Acest cod va putea fi ușor folosit pentru schimb de date meteorologice la nivel continental și intercontinental precum și pe plan regional sau local.

Pe baza schimbului de informații meteorologice, institutele respective dispun de aceste date de pe întreaga suprafață a Pămîntului. În Institutul Meteorologic al țării noastre sînt recepționate în prezent informațiile meteorologice numai din cuprinsul emisferei nordice.

Pentru folosirea rațională a informațiilor meteorologice cuprinse în telegramele care se transmit cu regularitate de fiecare institut meteorologic după programul stabilit de Organizația Meteorologică Mondială (OMM) în serviciile de prevedere a timpului se alcătuiesc așa numitele hărți sinoptice. Acestea dau o imagine de ansamblu a aspectului pe care l-a avut vremea la o anumită oră deasupra unor vaste regiuni geografice.

Fiecare telegramă meteorologică poartă, în afară de data la care a fost alcătuită, locul și careul geografic din care provine. Tehnicienii meteorologi cunosc această împărțire (fig. 142), și trec cu ușurință elementele timpului cuprinse în informațiile pe care le primesc. O hartă sinoptică, mult simplificată, dar care totuși scoate în evidență importanța ei pentru prevederea timpului, este reprodusă în figura 143. Alcătuirea acestor hărți se face în mod continuu din 6 în 6 ore,

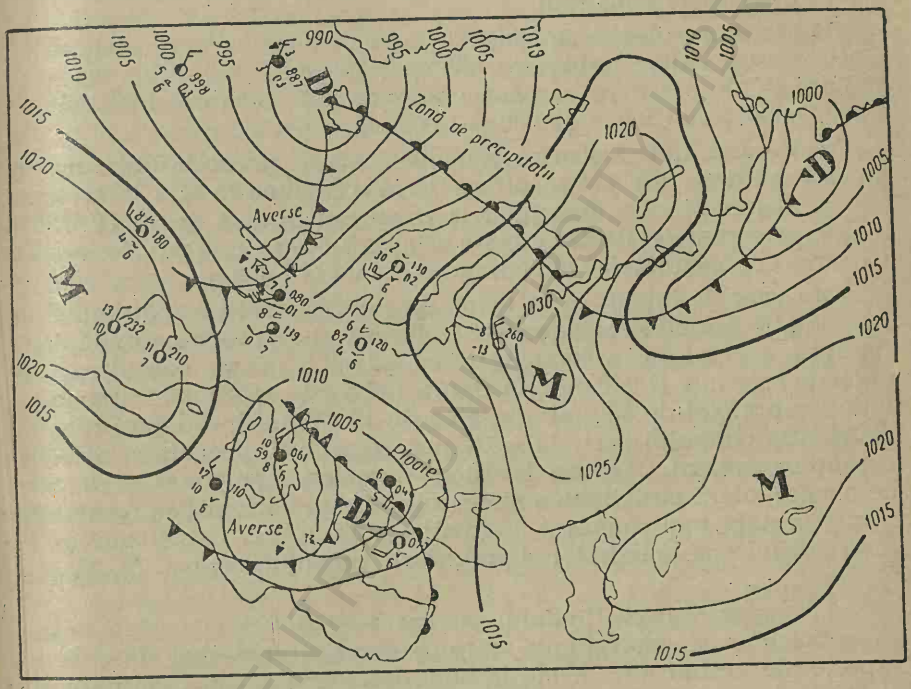


Fig. 143. Harta sinoptică din ziua de 10.IV.1965—00^h—TMG.

adică de 4 ori în 24 ore. Pentru întreaga emisferă nordică, hărțile sinoptice sînt întocmite din 12 în 12 ore, adică de 2 ori în 24 ore. Este ușor de înțeles că alcătuirea succesivă și cu regularitate a hărților sinoptice oferă posibilitatea meteorologilor previzioniști să urmărească evoluția transformărilor pe care le suferă aspectul vremii de la o etapă la alta deasupra regiunilor geografice respective.

Cum numai analiza acestor hărți sinoptice, nu a putut conduce la concluzii care să satisfacă prevederea timpului, pe intervale uneori chiar foarte scurte, s-a simțit nevoia extinderii observațiilor meteo-

rologice de la suprafaţa Pămîntului pînă la înălţimi care depăşesc în prezent 25—30 km.

Datele furnizate în urma sondajului atmosferei cu ajutorul „balonului pilot“ sau „radiosondelor“ sînt de asemenea interpretate prin intermediul aşa numitelor diagrame şi „hărţi aerologice“. Pe acestea sînt înscrise date care dau indicaţii despre direcţia şi intensitatea vîntului, a presiunii şi temperaturii, precum şi a stării de umiditate a aerului la diferite înălţimi.

Pe hărţile aerologice sînt înscrise aceste elemente la nivelele principalelor suprafeţe izobarice : 850 mb, 700 mb, 500 mb, 300 mb, 200 mb şi 100 mb, care se găsesc aproximativ în jurul înălţimilor : 1 500, 3 000, 5 500, 9 000, 12 000 şi 15 000 m.

Aceste suprafeţe izobarice principale nu se găsesc întotdeauna la aceeaşi înălţime. Ele pot să difere de la o regiune la alta la aceleaşi ore de observaţie. De exemplu : la Bucureşti în ziua de 10. IV. 1965, înălţimea suprafeţei de 850 mb s-a aflat la 1 600 m, mai sus deci, decît valoarea ei obişnuită, iar la Leningrad numai la 1 400 m.

Este uşor de înţeles că în urma acestei distribuţii a înălţimilor la care se află principalele suprafeţe izobarice va rezulta o anumită configuraţie a acestora în comparaţie cu nivelul mării, considerat ca nivel de referinţă (1 000 mb). În figura 144 a este dată topografia absolută a suprafeţei de 500 mb din ziua de 10. IV. 1965, din care rezultă distribuţia cîmpului baric la înălţimea respectivă, precum şi direcţia curenţilor aerieni. Analiza hărţilor sinoptice, completată cu cele aerologice, oferă posibilitatea meteorologului previzionist să formuleze o interpretare mai completă a situaţiei atmosferice. Concluziile obţinute sînt folosite la redactarea prevederii timpului pentru 12, 24, sau 36 ore.

La baza prevederii timpului pentru 3—5 zile, stau consideraţiile că anticiclonii şi depresiunile care generează cele mai însemnate aspecte ale vremii au o evoluţie bine determinată, atît ca durată cît şi ca deplasare. Cînd aceste formaţii barice cuprind întreaga troposferă, activitatea lor deasupra regiunilor geografice pe care le acoperă se desfăşoară în mijlociu într-o perioadă de timp de 5—6 zile, fără ca în acest interval să apară schimbări esenţiale în aspectul vremii.

Cercetătorul sovietic B. P. Multanowschi, a fost cel care a observat că schimbările de sens în activitatea formaţiilor barice (trecerea de la ciclon la anticiclon şi invers) deasupra unor vaste regiuni geografice se face cu oarecare periodicitate. Regiunea geografică pe care el a studiat-o încă din 1913, a fost cuprinsă între 30° longitudine vestică (la vest de Groenlanda) şi 90° longitudine estică (pînă în regiunea fluviului Enisei). Această regiune a fost denumită regiune si-

noptică naturală. Ulterior, întreaga emisferă nordică a fost împărțită încă în două regiuni sinoptice naturale, asiatică și americană, fiecare de cîte aproximativ 120° longitudine, iar latitudinal aceste regiuni au fost cuprinse între 30—90°.

Intervalul de timp în care nu se produc schimbări esențiale, adică atunci cînd în marea majoritate a cazurilor apar restructurări ale cîmpului baric, a fost numit perioadă sinoptică naturală.

În aceste cercetări o largă aplicație a găsit folosirea hărților colective ale proceselor care evoluează aproape omogen, adică ale hărților care scot în evidență particularitățile perioadelor sinoptice naturale. Ele se alcătuiesc atît pentru sol cît și pentru altitudine, de obicei la nivelul topografiei absolute de 500 mb.

Mai semnificative s-au dovedit hărțile colective pe care s-au trasat traiectoriile formațiilor barice în intervalul de timp considerat.

Formularea prevederii timpului pe baza acestor materiale sinoptice se face prin alegerea perioadelor analoge din trecut, care se găsesc în arhiva sinoptică.

Cercetările amănunțite în această direcție au putut permite extinderea concepțiilor asupra evoluției vremii de la o perioadă sinoptică la un anotimp sinoptic. Aceasta înseamnă că și într-un interval mai îndelungat de timp se păstrează o anumită proporție în influența exercitată de principalele formații barice deasupra regiunii sinoptice naturale. De exemplu : influența depresiunii Islandeze se exercită cu o anumită pregnanță deasupra părții de nord a continentului european, sau a ciclonilor mediteranieni.

Tot B. P. Multanowschi a fost acela care a făcut afirmația că în activitatea formațiilor barice, la scară planetară, se manifestă o anumită ritmicitate care se repetă la 2, 3 și 5 luni ± 2 zile, socotind fiecare lună de 30 zile. În concepția respectivă, prin ritmicitate trebuie să se înțeleagă reîntoarcerea la situații sinoptice analoge a formațiilor barice, după intervalele de timp amintite.

Tehnica elaborării prevederii timpului pentru o lună de zile este bazată tot pe alegerea situațiilor analoge din anotimpul sinoptic considerat. Cu ajutorul ritmurilor și a fazelor macroproceselor se stabilesc circulațiile prevăzute pentru luna care interesează. Din grupul acestora se alege analogul care pare că se va apropia cel mai mult de situațiile sinoptice ale lunii analizate.

În afară de această cale, care pare cea mai accesibilă, rezolvarea problemei prevederii timpului pe lungă durată a mai fost încercată de diverși cercetători și prin alte metode, la baza cărora însă nu a lipsit periodicitatea. Rezultatele obținute nu au dat satisfacție cerințelor diferitelor ramuri ale economiei naționale. Deosebit de importante

sînt prevederile timpului pentru durate mai îndelungate, în sistemul economiei planificate a ţărilor cu structura socială înaintată.

Ţinînd seama de complexitatea fenomenelor care intervin în interacţiunea factorilor ce determină aspectul vremii deasupra unei regiuni oarecare, rezultatele obţinute pînă acum în domeniul prevederii timpului pentru diferite intervale, atît la noi cît şi în alte ţări sînt destul de promiţătoare.

Ridicarea calităţii prevederilor de timp va fi asigurată cînd vor fi descoperite integral cauzele fizice care determină periodicitatea în sine, precum şi împrejurările care duc la perturbarea acestora. O analiză temeinică fizico-matematică va constitui în mod sigur cheia rezolvării depline a acestei probleme despre a cărei importanţă nu mai este cazul de a se insista.

§ 8. Transmiterea automată a informaţiilor meteorologice

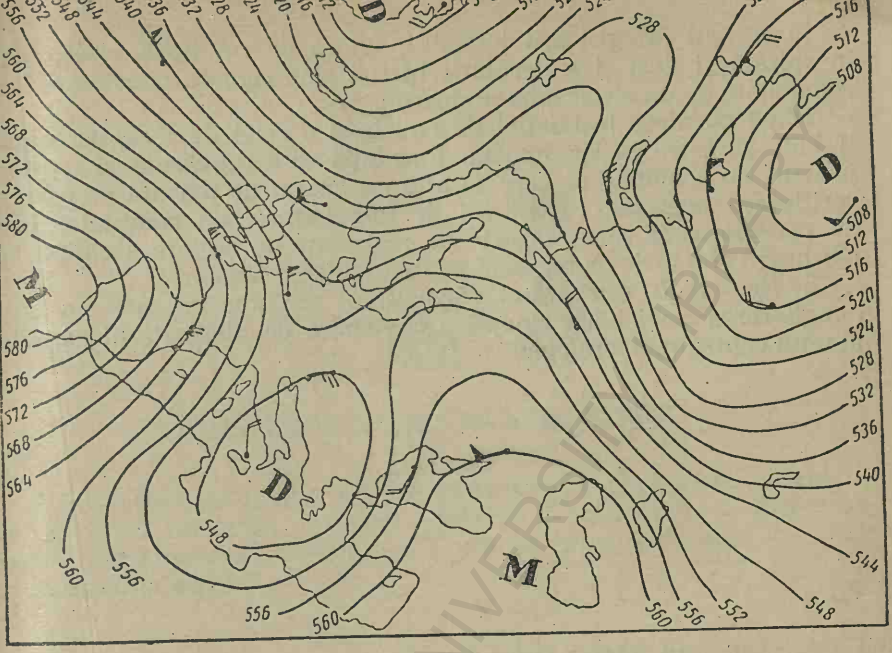
Date meteorologice se transmit la ore fixe după un program bine stabilit prin radio, prin telefon sau prin teleimprimatoare. Mijloacele moderne de transmiterea informaţiilor meteorologice constau din instalaţii automate care permit transmiterea şi recepţionarea hărţilor sinoptice, a buletinelor meteorologice etc.

Astfel de instalaţii sînt cunoscute sub numele de fotoinscriptoare (sau înregistratoare facsimil) şi comportă un dispozitiv emiţător şi un altul receptor cuplate prin canale de telecomunicaţii sau prin radio.

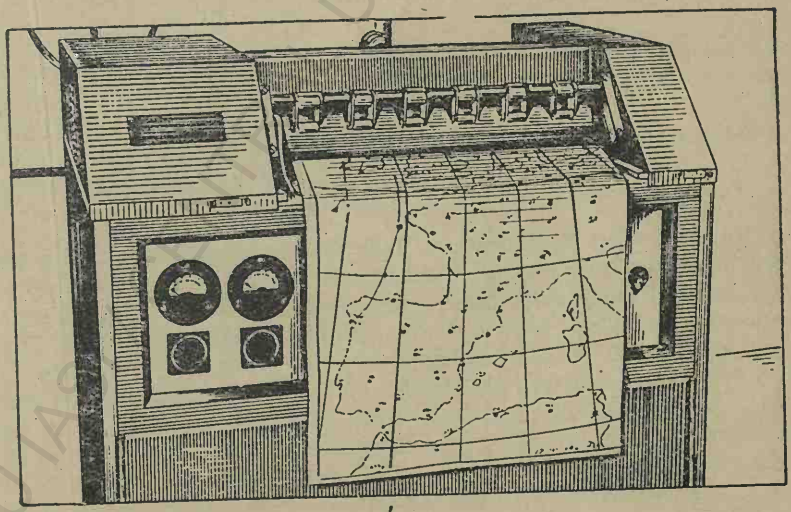
Aceste instalaţii se bazează pe principiul recepţionării semnalelor de imagine emise prin modulare de frecvenţă, care la intrarea în dispozitivul receptor sînt transformate în tensiune continuă, de amplitudine variabilă şi proporţională cu modificarea densităţii optice a imaginilor transmise (separarea de video frecvenţe).

Partea mecanică a instalaţiei declanşează semnalele într-o anumită ordine succesivă, care sub influenţa tensiunii aplicate pe hîrtia dispozitivului înregistrator produce o reacţie electrochimică însoţită de colorarea hîrtiei în alb-negru sau sepia, proporţional cu intensitatea semnalelor recepţionate. Imaginea se înregistrează pe hîrtie electrochimică, umedă, ce se derulează cu o viteză anumită şi care trebuie să fie sincronă cu a dispozitivului emiţător.

Explorarea în plan a imaginii se realizează prin intermediul unor electrozi de construcţie specială. Astfel unul din aceştia este în formă de spirală şi celălalt în formă de riglă, între care se exercită o uşoară apăsare prin intermediul unor resorturi şi între care se derulează hîrtia electrochimică pe care se efectuează întregistrarea.



a



b

Fig. 144. *a* — Harta topografiei absolute la nivelul suprafeţii de 500 mb ; *b* — dispozitiv facsimil pentru recepţionarea hărţilor sinoptice.

În timpul înregistrării imaginii, viteza de rotaţie a electrodului în spirală şi deci şi a derulării hîrtiei sînt riguros constante fiind comandate de un electromotor sincron.

După pornirea instalaţiei de emisie şi a celei de recepţie acestea trebuie să intre în sincronism. Instalaţia este prevăzută şi cu două panouri de comandă pe care se află un aparat de măsură ce permite verificarea tensiunii curentului de înregistrare, un comutator pentru conectarea la reţea, o serie de rezistenţe de reglare a cîmpurilor alb-negru şi o serie de butoane pentru reglarea fazelor.

În fig. 144, *b* este arătat dispozitivul receptor pe care s-a făcut înregistrarea unei hărţi sinoptice transmisă de dispozitivul emiţător al unui centru meteorologic.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

PARTEA A TREIA

CAPITOLUL XIII

FENOMENE OPTICE ÎN ATMOSFERĂ

În atmosferă se produc o serie de fenomene luminoase, fotometeori, în urma refracției, reflexiei, difuziunii, difracției și dispersiei razelor luminoase ale Soarelui și Lunii de către particulele ce intră în compoziția aerului.

§ 1. Fenomene optice datorite refracției razelor luminoase în atmosferă

În atmosferă, razele luminoase care pătrund din straturile superioare în cele inferioare vor suferi fenomenul de refracție, ca urmare a variației densității aerului atmosferic.

Indicele de refracție n al aerului depinde de densitatea aerului și se exprimă prin relația :

$$n=1+a\rho$$

în care ρ este densitatea aerului și a un coeficient dependent de lungimea de undă a razei luminoase (pentru lumina albă $a=0{,}000294$).

Întrucît aerul se rarefiază cu înălțimea, densitatea acestuia se va micșora treptat o dată și cu indicele de refracție al aerului. În consecință, razele luminoase nu se vor propaga în linie dreaptă ci vor fi abătute (refractate), din cauză că indicii de refracție ai aerului sînt diferiți de la un strat de aer la altul. Astfel, o rază luminoasă R străbătînd succesiv prin straturile de aer *1, 2, 3* etc. din ce în ce mai dense va fi refractată, apropiindu-se din ce în ce mai mult de normala n, deci raza se va curba cu cît se apropie mai mult de suprafața terestră (fig. 145).

Ceea ce se întîmplă cu una din raze se va repeta pentru infinitatea razelor de lumină care pătrund în atmosfera pămîntului.

Dacă se notează cu :

$n_1, n_2, n_3 \ldots$ indicii de refracție ai straturilor de aer ;
$i_1, i_2, i_3 \ldots$ unghiurile de incidență ;
$r_1, r_2, r_3 \ldots$ unghiurile de refracție ;

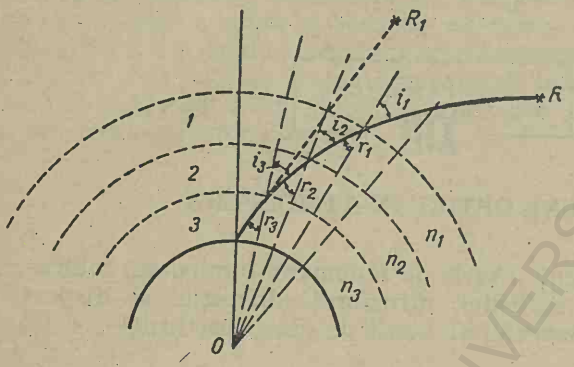


Fig. 145. Refracția astronomică.

la trecerea prin aceste straturi de aer, raza indicentă R va fi refractată și conform legii refracției se poate scrie.

$$\frac{\sin i_1}{\sin r_1} = \frac{n_2}{n_1}; \quad \frac{\sin i_2}{\sin r_2} = \frac{n_3}{n_2} \text{ etc,}$$

iar din triunghiurile OAB, OBC etc. se deduce

$$\frac{\sin r_1}{\sin i_2} = \frac{V_2}{V_1}; \quad \frac{\sin r_2}{\sin i_3} = \frac{V_3}{V_2} \text{ etc,}$$

în care $V_1, V_2, V_3 \ldots$ exprimă mărimea razelor vectoriale. Din relațiile de mai sus se obține

$$\frac{\sin i_1}{\sin i_2} = \frac{n_2 V_2}{n_1 V_1} \text{ sau } n_1 V_1 \cdot \sin i_1 = n_2 V_2 \cdot \sin i_2,$$

$$\frac{\sin i_2}{\sin i_3} = \frac{n_3 V_3}{n_2 V_2} \text{ sau } n_2 V_2 \cdot \sin i_2 = n_3 V_3 \cdot \sin i_3$$

sau generalizînd $nV \cdot \sin i = \text{const.}$

Această relație reprezintă *ecuația traiectoriei razei de lumină* în atmosferă, care este valabilă indiferent de direcția razei luminoase.

Refracția atmosferică depinde atît de lungimea de undă a razelor luminoase cît și de distanța zenitală a Soarelui sau a astrului respectiv.

În funcție de înălțimea la care se află stratul de aer, în care se produce refracția razelor, refracția atmosferică poate fi *astronomică* dacă fenomenul se produce în straturile superioare ale atmosferei (în spațiul cosmic); *terestră* dacă fenomenul se produce în straturile inferioare ale atmosferei.

a. **Fenomene optice datorite refracției astronomice.** Refracția astronomică poate determina următoarele fenomene optice :

Devierea distanței zenitale. Datorită refracției astronomice, distanța zenitală a unui astru apare deviată față de cea reală; astfel astrul izolat în R nu se va putea observa în direcția lui reală, ci în direcția ultimei raze refractate în R (fig. 145).

Apariția și dispariția Soarelui la orizont cu decalare de timp. Datorită acestui fenomen, durata zilei este mărită cu cîteva minute (cu 3—8 minute pentru latitudinile noastre), deoarece Soarele se observă cu puțin timp înainte de a răsări și dispare de pe bolta cerească cu puțin după ce a coborît dincolo de linia orizontului.

b. **Turtirea aparentă a Soarelui și Lunii în dreptul orizontului.** Ca urmare a acestui fenomen, Soarele și Luna, în momentul răsăritului și apusului, capătă forma de disc turtit pe verticală. Această turtire se datorește refracției diferite a razelor luminoase, în funcție de drumul parcurs. Astfel, razele luminoase care provin de la partea inferioară a discului solar (sau lunar), ca urmare a refracției apar mai ridicate cu 35′ față de razele care provin de la marginea superioară a discului și care apar ridicate cu numai 20′.

Licărirea stelelor. Fenomenul constă în variația clarității și coloritului stelelor în apropierea orizontului, producîndu-se uneori chiar și cu planetele mai îndepărtate (Mercur și Venus). Fenomenul se datorește tot faptului că razele luminoase sînt refractate în mod diferit, deoarece străbat straturi atmosferice, cu densități și cu indici de refracție diferiți. În plus, razele luminoase provenite de la stele, fiind alcătuite din radiații de diferite lungimi de undă, la trecerea prin atmosferă suferă și fenomenul de descompunere în culori și care din cauza depărtării, nu pot fi distinse în totalitatea lor.

Întrucît în atmosferă există curenți aerieni de turbulență, care produc variații ale densității aerului, razele luminoase de lungimi de undă diferite, provenite de la stele, vor suferi devieri în drumul lor, care ajung la ochiul observatorului sub formă de licăriri (oscilații de o parte și de alta a stelei). În acest fenomen, rolul curenților de aer este asemănător cu al lentilelor optice.

c. **Fenomene optice datorite refracției terestre.** Datorită refracției terestre se pot produce următoarele fenomene optice :

Deplasarea aparentă a obiectelor. Datorită refracției terestre a razelor luminoase ce provin de la un obiect, acesta suferă o deplasare aparentă D, care este dată de relația empirică

$$D = 291 \cdot 10^{-6} \cdot d \cdot r$$

în care :

d este distanța pînă la obiect ;

r — unghiul de refracție al razei luminoase.

Fenomenul acesta apare pe întinderile mari de uscat și de apă, influențînd măsurătorile topografice.

Din punct de vedere meteorologic, acest fenomen dă indicații asupra stratificării aerului din apropierea suprafeței solului și a variației gradientului termic vertical.

Vibrațiile obiectelor îndepărtate. Acest fenomen se observă în zilele foarte călduroase și mai ales în regiunile de șes și constă din oscilarea obiectelor îndepărtate (munți, dealuri, clădiri, pomi etc.), mai vizibil la extremitățile acestora. Acest fenomen se datorește faptului că razele luminoase de la obiectele îndepărtate, care ajung la ochiul observatorului suferă devieri bruște, deoarece străbat straturi de aer cu densități diferite și deci cu indici de refracție diferiți.

Tot din cauza refracției terestre se mai produc fenomenele de *miraj* care se datoresc variației bruște a densității aerului în sens vertical. În miraj se modifică în mod aparent forma obiectului care apare alături de imaginile respective.

Acesta poate fi inferior, superior, lateral și multiplu.

Mirajul inferior se produce în stepe și deșerturi din cauza încălzirii puternice a straturilor de aer din apropierea solului, fapt care face ca densitatea straturilor de aer să crească cu înălțimea. În acest caz razele luminoase ce pornesc de la un obiect îndepărtat 0 și ajung la ochiul observatorului, se vor refracta (depărtîndu-se de normală) din ce în ce mai mult cu apropierea de sol.

Incidența razelor la un moment dat depășește unghiul limită și ele vor suferi fenomenul de reflexie totală, iar observatorul va vedea imaginea I a obiectului, în prelungirea ultimei raze refractate, mult coborîtă față de obiectul o și răsturnată (fig. 146, *a*).

Mirajul superior se produce în cazul cînd straturile de aer, din apropierea solului se răcesc, față de cele superioare și în acest caz densitatea aerului precum și indicii de refracție se vor micșora cu înălțimea.

Refracția razelor se produce prin apropiere de normală, iar imaginea I se va forma deasupra obiectului O și răsturnată (fig. 146, *b*).

Mirajul lateral se produce în cazul cînd apar variații importante ale densității aerului în plan orizontal. În acest caz și indicii de

refracție sînt variabili pe orizont, dînd naștere refracției laterale. Acest fenomen este însă mai rar întîlnit.

Mirajul multiplu, constă în formarea cîtorva imagini ale unui obiect îndepărtat, datorită micșorării rapide cu înălțimea a densității aerului de la o anumită înălțime.

În acest caz razele luminoase ce pornesc de la obiectul O, către ochiul observatorului, trecînd prin straturile inferioare ale aerului, vor forma imaginea I_1 mai apropiată de suprafața terestră și imaginile I_2, I_3 etc. în straturile superioare, în care densitatea aerului suferă variații bruște (fig. 146, *c*).

Mirajul inferior alcătuit din imagini multiple se mai numește și *fatamorgana* (fata în limba italiană înseamnă zînă).

Fenomenele de miraj dau o indicație asupra schimbării vremii, din cauza variației gradientului termic vertical în straturile de aer.

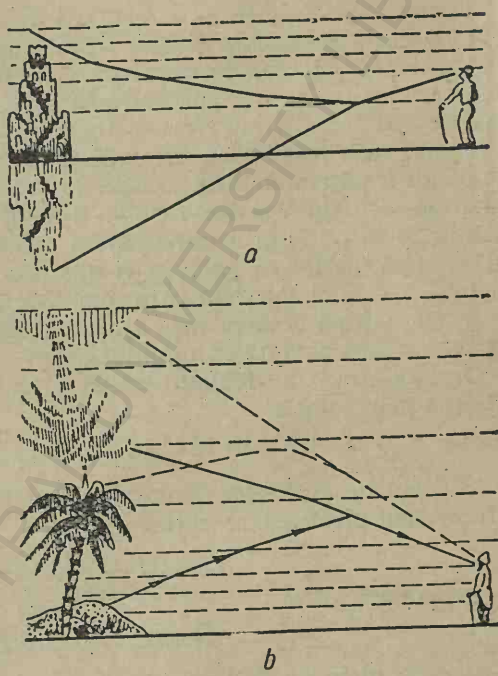


Fig. 146. Mirajul: *a* — mirajul inferior; *b* — mirajul superior; *c* — miraj lateral.

§ 2. Fenomene optice în nori și precipitații

Norii și precipitațiile prin structura lor acționează asupra razelor luminoase, producînd refracția, reflecția, difracția și dispersia acestora.

Ca urmare se produc o serie de fenomene de o rară frumusețe cum sînt: curcubeul, haloul, coroanele etc.

Curcubeul apare sub forma unui arc cu concavitatea în jos, colorat în culorile spectrului, dispuse concentric, violetul aflîndu-se în interiorul arcului, iar roşul la exterior.

Culorile curcubeului se succed în ordine, roşu, oranj, galben, verde, albastru, indigo şi violet (rogvaiv), acestea apărînd mai mult sau mai puţin accentuate.

Curcubeul apare atunci, cînd în partea opusă Soarelui se află un nor de ploaie.

Prima explicaţie asupra formării curcubeului a fost dată în anul 1637 de către Descartes şi mai tîrziu completată de Newton şi Airy.

Pentru explicarea formării curcubeului se vor examina fenomenele care se produc la pătrunderea unei raze luminoase într-o picătură de apă considerată sferică (fig. 147, *a*).

Astfel raza luminoasă *RI*, cade pe picătura de apă sub unghiul de incidenţă *i*, pătrunzînd în aceasta se refractă sub unghiul *r* apropiindu-se de normala *N* şi deci raza va fi deviată cu unghiul $i-r$. Apoi raza *RI* ajunge în punctul *M* din spatele picăturii, unde suferă fenomenul de reflecţie, astfel că raza va fi din nou deviată din drumul său cu unghiul $\pi-2r$ şi totodată raza mai suferă şi fenomenul de dispersie.

În fine, după aceasta raza ajungînd în punctul *N* va suferi o nouă refracţie, fiind deviată cu unghiul $i-r$.

Deci unghiul de deviaţie totală al razei luminoase va fi *D* şi se exprimă prin relaţia

$$D=(i-r)+(\pi-2r)+(i-r)=2(i-r)+(\pi-2r)$$

iar în cazul în care raza luminoasă se reflectă de un număr de ori *k*, în interiorul picăturii, se obţine

$$D=2(i-r)+k(\pi-2r)$$

sau exprimată altfel

$$D=k\pi+2[i-(k+1)r],$$

Această ultimă relaţie arată că unghiul total de deviaţie al razelor luminoase în picătura de apă (care joacă rolul unei prisme optice) depinde de incidenţa acestora şi de dimensiunile picăturilor ce intră în constituţia norului sau precipitaţiei respective.

Curcubeul poate fi vizibil numai sub un anumit unghi şi numai în cazul, cînd ochiul observatorului se află în vîrful conului în care converg razele luminoase (fig. 147, *c*).

Astfel, razele roşii fac unghiul de 42° cu suprafaţă terestră iar cele violete de 40°.

Adesea apare şi un al doilea curcubeu, care este vizibil sub un unghi de 52°, avînd culorile mai puţin vii şi dispuse invers faţă de primul.

Citeodată în interiorul primului curcubeu și la exteriorul celui de-al doilea, apar benzi alternative verzi și violete, slab vizibile, care poartă numele de *arcuri supranumerare.*

Se mai menționează că nu toate razele ce întîlnesc picăturile de apă din nori contribuie la formarea curcubeului, ci numai așa-numi-

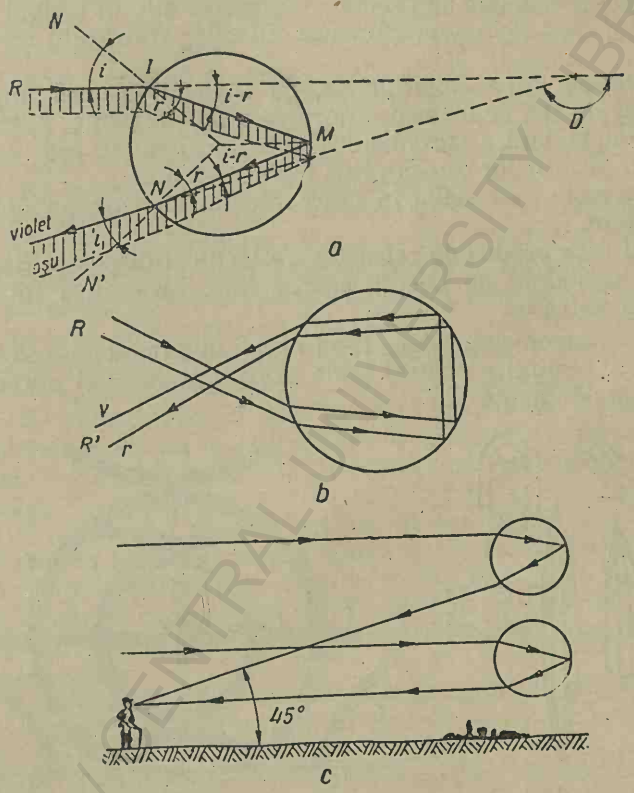


Fig. 147. Formarea curcubeului : *a* — drumul razei luminoase în picătura de apă ; *b* — explicarea formării a două curcubee ; *c* — unghiurile sub care se vede curcubeul.

tele *raze eficare.* Astfel, pentru razele roșii unghiul de deviație *D* are valoarea 138°, iar unghiul sub care apare vizibilă culoarea roșie este complementul acestuia.

Pentru razele violete unghiul *D* are valoarea 140°, iar pentru celelalte raze, de alte culori, aceste unghiuri au valori intermediare.

Formarea celui de-al doilea curcubeu se datorește reflexiei de două ori a razelor luminoase în interiorul picăturilor de apă (fig. 147, *b*).

Luna poate produce și ea curcubeul, însă cu culorile albicioase, din cauza slabei sale luminozități.

Din punct de vedere meteorologic, curcubeul arată numai că în regiunea unde este observat se produce ploaie.

În regiunile polare se produce curcubeul alb, în timpul vederii, pe timp cețos, cînd prin suprapunerea culorilor spectrului rezultă culoarea albă.

Curcubeul, după colorația sa, dă indicații asupra dimensiunilor picăturilor de apă ce formează norul sau precipitațiile. Astfel, în cazul cînd banda violetă a curcubeului este lucioasă și cea verde clară, diametrul picăturilor este cuprins între 1—2 mm.

Banda roșie este slabă în cazul picăturilor care au diametrul de circa 0,5 mm.

Haloul este produs de refracția, reflecția și dispersia razelor luminoase în cristalele de gheață foarte fine, care intră în constituția norilor Cirrostratus.

Acest fenomen se produce rar în regiunile noastre, însă este foarte frecvent în regiunile polare, unde norii sînt formați aproape numai din cristale de gheață.

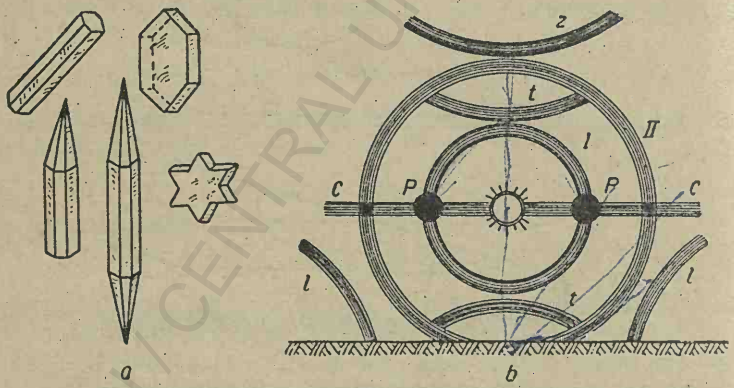


Fig. 148. *a* — Forme diferite ale cristalelor de gheață ; *b* — Haloul.

Aceste cristale aparțin sistemului hexagonal și au forma de prisme aciculare hexagonale, lame, steluțe (fig. 148).

Cristalele se află în atmosferă, în stare de suspensie aparentă, adică, deși sînt antrenate de curenții de aer, dau impresia că stau pe loc.

Sub acțiunea acestor mișcări, cristalele de gheață se orientează diferit, unele orizontal, altele vertical, iar altele dezordonat dînd naștere fenomenelor luminoase, sub forma de halouri cu diferite aspecte, după abundența și orientarea cristalelor de gheață din atmosferă.

Astfel haloul apare sub una din formele următoare (fig. 137).

Haloul ordinar (I) se prezintă sub forma unui cerc albicios colorat slab, formîndu-se în jurul Soarelui sau Lunii, avînd diametrul de 22°. Cercul apare colorat în roșu, la marginea interioară dinspre astru, marginea exterioară este colorată în verde albăstrui fiind slab conturată. Acest halou se datorește refracției razelor luminoase ce străbat cristalele aciculare de gheață și ale căror fețe fac între ele unghiuri de 60° și care au rolul de prisme optice.

Haloul extraordinar (II) apare concentric cu cel ordinar, avînd diametrul de 46° fiind aproape identic cu cel ordinar și este datorit refracției razelor pe fețele cristalelor de gheață ce fac unghiuri de 90°.

Cercul parahelic (c) este o bandă luminoasă, albă, strălucitoare, orizontală, care pare că traversează Soarele sau Luna, fiind paralelă cu linia orizontului. Este rezultatul refracției razelor luminoase ce cad pe cristalele de gheață orientate vertical.

Paraheliile (p) sau paraselenele în cazul Lunii sînt pete de culoare albă strălucitoare uneori colorate, care se produc la intersecțiile cercului parahelic, cu haloul de 22° (acestea mai poartă denumirea și de aștrii falși, Soare fals).

Arcul circumzenital (z) este un arc de cerc tangent la haloul de 46° ; se datorește refracției razelor luminoase care pătrund prin bazele cristalelor de gheață și ies prin una din fețele laterale.

Arcuri tangente (t) la haloul de 22° superior și inferior este rezultatul refracției razelor ce cad pe fețele laterale ale cristalelor de gheață, în formă de steluțe.

Arcuri tangente infralaterale (1) apar tangente la haloul de 46° și se produce ca urmare a refracției razelor de lumină ce pătrund prin unghiurile diedre ale cristalelor plate de gheață.

Coloanele și crucile luminoase apar cînd Soarele sau Luna se află la înălțime mică deasupra orizontului. Coloanele luminoase sînt dispuse deasupra Soarelui la înălțimea de 15° mai rar apar sub Soare.

În general, coloanele luminoase sînt incolore și numai în amurg sînt colorate în nuanțe de roșu. Crucile luminoase constituie un fenomen mai rar și rezultă din întretăierea unei coloane luminoase cu un cerc orizontal luminos.

În producerea halourilor și coloanelor luminoase, rolul principal în refracția luminii îl au fețele cristalelor de gheață care fac între ele unghiuri de 60° și 90° care lasă să treacă razele luminoase, iar cele

care fac unghiuri de 120° produc în interiorul cristalelor fenomenul de reflexie totală.

În timpul căderii cristalelor axele lor principale se orientează în diferite direcţii şi generează haloul în formă de cerc.

La căderea cristalelor în poziţie verticală sau orizontală se formează paraheliile (sori falşi).

§ 3. Fenomene optice datorite difracţiei razelor luminoase

Se ştie că difracţia este fenomenul prin care lumina ocoleşte corpurile opace de dimensiuni mici. De asemenea, difracţia se mai produce şi în cazul cînd razele de lumină străbat orificiile foarte mici.

În atmosferă rolul acestora îl au picăturile de apă şi cristalele de gheaţă pe care producîndu-se difracţia, apar în jurul Soarelui şi Lunii cercuri luminoase, uneori cu culorile spectrului care poartă numele de *coroane*.

Acestea apar în norii Altocumulus şi Altostratus, sub forma unui inel albăstrui în jurul Soarelui sau Lunei, iar înspre exteriorul acestuia un cerc roşu bine delimitat.

Coroanele se produc în cazul cînd în faţa Lunii sau a Soarelui se află un strat subţire de nori.

Diametrul coroanelor este proporţional cu lungimea de undă a razelor luminoase şi invers proporţional cu diametrul picăturilor de apă şi a cristalelor de gheaţă, ce intră în constituţia norului respectiv. Dacă acestea au dimensiunile uniforme, culorile coroanelor sînt mai clare.

În cazul cînd acestea sînt de dimensiuni diferite, atunci fiecare grupă, după mărimile respective, produce cercuri luminoase de diametre şi culori diferite, care prin suprapunere parţială dau coloraţii confuze, iar în cazul cînd suprapunerea este totală, coroanele iau aspectul unui cerc albicios, strălucitor.

Coroanele se deosebesc de halou, prin faptul că în acestea din urmă, culorile sînt dispuse invers faţă de halou, şi au diametrul mult mai mic (1—5°).

Inelul de difracţie sau inelul lui Bishop, apare sub forma unui cerc luminos de culoare roşiatică, în jurul Soarelui sau Lunii. Acesta este de fapt o coroană care are diametrul cuprins între 20—40°, cu culorile dispuse invers faţă de halou.

Fenomenul se produce mai ales în urma erupţiilor vulcanice ce împrăştie în atmosferă imense cantităţi de pulberi pe care se produce fenomenul de difracţie al razelor luminoase provenite de la Soare sau de la Lună.

Astfel de fenomene au fost observate după erupția vulcanului Krakatoa în 1883 și după aceea a vulcanului M. Pelée (Martinica) în 1902.

Gloria apare sub forma unui sistem de inele colorate în culorile spectrului, cu violetul în interior și cu roșul la exterior, care înconjoară umbra unui obiect (avion, balon etc.) proiectată pe un nor compact.

Fenomenul se produce tot datorită difracției luminii pe picăturile de apă din nori, ale căror raze se află cuprinse între 10^{-3} și $5 \cdot 10^{-3}$ cm.

Forma bolții cerești — Culoarea Cerului. Razele luminoase ce vin de la Soare sînt difuzate parțial de particulele din atmosferă aflate la diferite înălțimi. Datorită acestui fapt bolta cerească nu apare ca o emisferă pentru un observator, ci apare turtită la zenit.

Astfel, la aprecierea vizuală a punctului C, care se află la jumătatea distanței dintre orizontul O și zenitul Z, la măsurarea înălțimii punctului C cu un aparat de determinat unghiurile, se constată că acesta nu se află la 45°, ci la unghiul $\alpha_1 = 22°$ (fig. 149, *a*).

Acest unghi, care caracterizează înălțimea punctului C, definește gradul de turtire al bolții cerești.

Turtirea aparentă a bolții cerești se datorește și particularităților percepției vizuale a observatorului.

Astfel, bolta cerească apare turtită atunci cînd observatorul cuprinde cu privirea cerul întreg.

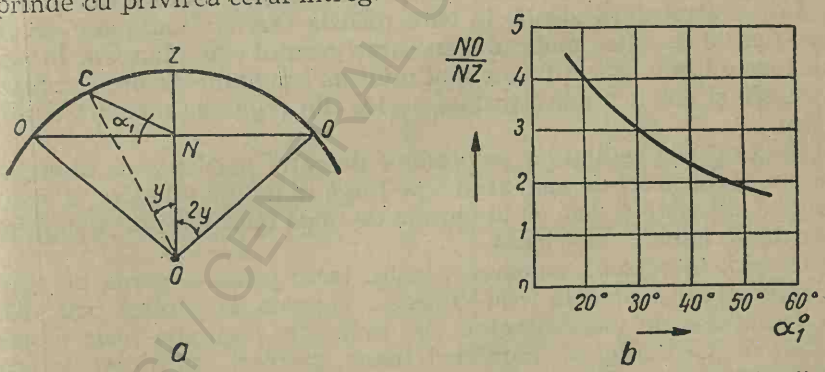


Fig. 149. *a* — explicarea turtirii bolții cerești ; *b* — variația turtirii bolții cerești în funcție de unghiul α_1.

În figura 149, *a* unghiul y determină turtirea aparentă a bolții cerești, iar mărimea acesteia este definită de raportul

$$\frac{NO}{NZ} = \operatorname{ctg} y.$$

Deci unghiul α_1 este dependent de unghiul y, iar legătura dintre acestea determină gradul de turtire al bolții cerești.

Astfel pe baza calculelor s-a putut întocmi graficul din fig. 149, *b*, care exprimă turtirea bolții cerești în funcție de unghiul α_1.

De asemenea, valoarea unghiului α_1 este variabilă și cu starea cerului. Astfel, ziua $\alpha_1=22{,}4°$, noaptea cu lună $\alpha_1=26{,}5°$, iar noaptea fără lună $\alpha_1=29{,}9°$. Turtirea bolții cerești este mai accentuată (α_1 se micșorează), cînd gradul de iluminare al cerului crește. Astfel, pe timp senin turtirea bolții cerești apare mai mare decît pe timp noros.

Datorită efectului turtirii bolții cerești se explică și variația diametrelor unghiulare ale Soarelui și Lunii în funcție de înălțimea la care acestea se află pe bolta cerească.

Astfel, atunci cînd Soarele și Luna se află în dreptul orizontului, mărimea lor unghiulară este de circa cinci ori mai mare decît la înălțimea de 60°.

Efectul turtirii bolții cerești exercită influențe în aprecierea nebulozității, depinzînd de unghiul sub care norii sînt priviți.

Astfel dacă norii se află pe bolta cerească mai jos de 35°, nebulozitatea va fi apreciată ca fiind mai mare decît în realitate și invers nebulozitatea este subevaluată, cînd observatorul privește norii sub unghi mai mare de 35°.

Culoarea cerului se explică prin difuzia luminii pe moleculele de gaze și particulele ce intră în compoziția aerului atmosferic.

Într-o atmosferă ideală, în care difuzia razelor luminoase se produce numai de către molecule, culoarea cerului este albastră. În acest caz, razele luminoase difuzate mai mult au lungimile de undă cuprinse între 475 și 488 mμ, adică tocmai acelea din regiunea albastră a spectrului.

Cînd difuzia radiațiilor se produce de către particule cu diametrul mai mare (picături de apă) atunci pe lîngă radiațiile albastre și violete mai sînt difuzate și cele cu lungimile de undă mari care prin suprapunere dau o culoare albicioasă.

Uneori, la orizont, culoarea cerului trece printr-o gamă de culori de la portocaliu pînă la roșu-violaceu. Aceasta se explică prin difuzia radiațiilor de mare lungime de undă (din regiunea roșie a spectrului) pe particule cu diametrul mare (pulberi, picături de apă, microorganisme etc.).

Cerul privit din avion sau de pe un vîrf de munte apare albastru închis, din cauză că la înălțime, particulele aflate în suspensie sînt mult mai mici și mai puține.

Dacă în atmosferă nu ar exista particule, fenomenul difuziei nu s-ar mai produce și cerul ar apărea negru, ceea ce se întîmplă la înălțimea la care urcă sateliții artificiali ai Pămîntului.

Din punct de vedere meteorologic culoarea cerului dă indicaţii precise asupra dimensiunii şi numărului particulelor, precum şi asupra dimensiunilor picăturilor, care contribuie la căderea precipitaţiilor.

§ 4. Perceperea luminii de către ochiul omenesc

Senzaţia de lumină se produce la om, prin intermediul retinei şi a scoarţei cerebrale.

În ţesuturile retinei elementele sensibile la lumină sînt formate din bastonaşe, care percep lumina zilei, iar conurile lumina crepusculară. Sensibilitatea acestora depinde de lungimea de undă care le impresionează.

Astfel coeficientul de vizibilitate (V_λ) este exprimat prin raportul dintre intensitatea fluxului luminos (exprimat în lumeni) şi dintre energia acestuia (în waţi).

Valoarea acestui coeficient depinde de lungimea de undă λ a razelor luminoase. Astfel, porţiunea galbenă-verde (λ=0,555 μ care coincide cu maximul din spectrul radiaţiei solare) impresionează în cea mai mare măsură bastonaşele retinei.

Valorile lui V_λ în funcţie de lungimile de undă λ sînt arătate în graficul din fig. 150.

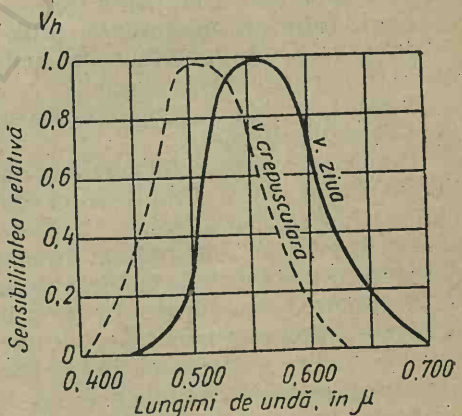


Fig. 150. Dependenţa coeficientului de vizibilitate de lungimea de undă.

Din acesta se deduce că bastonaşele retinei prezintă sensibilitatea cea mai mare pentru λ=0,507 μ, razele roşii (λ>0,620 μ), nu sînt percepute noaptea. Tot din grafic se mai deduce că ziua razele roşii cu λ=0,66 μ provoacă aceeaşi senzaţie ca şi razele galbene-verzuie (cu intensitatea energetică de 10 ori mai mare).

Diferitele domenii ale spectrului reacționează diferit asupra ochiului, ceea ce permite distrugerea culorilor nuanțelor obiectelor.

Facultatea ochiului de a percepe forma obiectelor depinde de acuitatea vizuală, adică de posibilitatea de a deosebi punctele văzute, chiar sub unghiuri de un minut.

Vederea spațială se datorește percepțiilor vizuale diferite ale ochiului stîng și drept.

În procesul vederii un mare rol îl au reflexele condiționate.

Se menționează însă că deși ochiul este un organ perfecționat, percepe eronat distanțele și înălțimile din diferite direcții.

Luminozitatea bolții cerești este consecința difuziei razelor solare pe moleculele ce intră în compoziția aerului atmosferic. Ea depinde de înălțimea Soarelui și de transparența atmosferei. Luminozitatea cerului senin crește de la zenit către orizont.

Iluminarea diurnă. Iluminarea suprafeței terestre se datorește radiației globale în care caz iluminarea este directă. Dacă cerul este acoperit cu nori, atunci iluminarea suprafeței terestre se numește difuză.

Iluminarea suprafeței terestre este influențată de nebulozitate și de forma norilor. Astfel norii superiori și mijlocii, măresc iluminarea difuză fără a o micșora apreciabil pe cea directă deoarece o mare parte din razele luminoase revin pe suprafața terestră în urma reflexiei. În acest caz iluminarea directă este egală cu cea difuză.

Norii inferiori micșorează mult iluminarea suprafeței terestre. Astfel norii Cumulonimbus pot reduce iluminarea pînă la 95%, din aceea în care cerul este senin.

Stratul de zăpadă contribuie la creșterea iluminării, deoarece albedoul zăpezii este mare.

Iluminarea suprafeței terestre mai depinde și de înălțimea Soarelui. Astfel pentru înălțimile mici ale Soarelui, iluminarea difuză predomină față de cea directă.

De asemenea, micșorarea transparenței atmosferice mărește iluminarea difuză pe cînd cea directă scade.

Iluminarea nocturnă. În nopțile cu lună, suprafața terestră primește iluminarea lunară. Aceasta este variabilă din cauza variațiilor periodice a distanței dintre Pămînt și Lună precum și a schimbării poziției părții vizibile a Lunii.

Astfel în cazul Lunii pline, iluminarea este de 0,921 lucși, iar la pătrare 0,04 lucși.

Lumina Lunii slăbește în intensitate cu distanța străbătută prin atmosferă.

În nopțile fără Lună, iluminarea este produsă pe lîngă stele și de lumina zodiacală, de cea galactică, precum și de luminiscența proprie

a atmosferei, datorită gazelor ce intră în compunerea aerului din straturile superioare ale atmosferei.

Lumina zodiacală este fîşia slab luminoasă, colorată în roşu-galben pînă la alb, ce apare în partea vestică a orizontului, în nopţile fără Lună imediat după amurg. Deoarece apare în limitele zonei zodiacale, a luat această denumire.

Uneori apare deasupra orizontului, în partea estică înainte de răsăritul Soarelui.

Este un fenomen caracteristic anotimpului de iarnă şi latitudinilor mijlocii şi mici, fiind rezultatul difuziei razelor solare de către particulele de praf cosmic din straturile superioare ale atmosferei.

Luminiscenţa proprie a atmosferei este lumina proprie a gazelor din straturile superioare ale atmosferei. Aceasta se datoreşte recombinării atomilor de oxigen cu cei de azot.

Se menţionează că ziua se produce sub acţiunea radiaţiilor ultraviolete, atomii liberi de oxigen şi de azot.

Crepusculul şi zorile sînt fenomene datorate tot difuziei razelor luminoase pe particulele aflate în suspensie în atmosferă.

Crepusculul sau amurgul este fenomenul în care după apusul Soarelui o parte din bolta cerească continuă să fie luminată (deşi Soarele se află sub orizont).

Zorile (sau aurora dimineţii) este de asemenea fenomenul în care dimineaţa înainte de răsăritul Soarelui, cerul apare luminat.

Ambele fenomene se datoresc faptului că suprafaţa terestră, pentru un interval de timp, primeşte lumina difuzată de particulele ce plutesc în atmosferă şi care se află deasupra orizontului locului.

Cu cît Soarele coboară mai mult sub orizont, acesta va lumina o parte mai mică din atmosfera situată deasupra locului de observaţie.

În cazul crepusculului, luminarea suprafeţei terestre se reduce treptat, pînă în momentul cînd intervine întunericul nopţii.

Cînd centrul Soarelui se află cu 6° sub orizont, lumina crepusculului sau zorilor este slabă şi aceasta marchează momentele cînd sfîrşeşte seara şi respectiv cînd începe dimineaţa.

Aceste momente constituie ceea ce se numeşte crepuscul civil (şi respectiv zorile civile sau aurora civilă).

Dacă centrul Soarelui se află la 18° sub orizont, întunericul devine complet, marcînd sfîrşitul serii (respectiv începutul dimineţii), constituind ceea ce se numeşte crepusculul astronomic (respectiv zorile astronomice).

Atît crepusculul, cît şi aurora dimineţii se manifestă prin iluminarea în culoare roşiatică-violacee, sau portocalie cu reflexe verzui a bolţii cereşti în dreptul şi deasupra orizontului, ca urmare a difu-

ziei razelor luminoase pe particulele și moleculele de gaz din aerul atmosferic.

Intensitatea luminoasă a acestor fenomene depinde de nebulozitate, de stratul de zăpadă de mărimea particulelor ce plutesc în atmosferă.

Intensitatea luminoasă a acestor fenomene se exprimă în lucși și poate atinge cîteva sute de lucși.

Se amintește că luxul este unitatea MKS de iluminare de 1 lumen/m².

§ 5. Vizibilitatea

În meteorologie prin vizibilitate se înțelege distanța maximă pînă la care un obiect depărtat se mai poate vedea.

Se știe că dacă se observă timp de mai multe zile același obiect (clădire, pomi etc.) ce se află la o mare depărtare, acestea se vede uneori clar, alteori neclar.

Intervin o serie de factori care fac variabilă vizibilitatea. Deci vizibilitatea este strîns legată de starea atmosferei.

În meteorologie, cînd se vorbește de vizibilitate, aceasta se consideră întotdeauna ca viizbilitate orizontală.

Aprecierea vizuală a vizibilității se face conform următoarei scări internaționale de vizibilitate.

Cifrele scării	Vizibilitatea m sau km
0	0—50 m
1	50—200 m
2	200—500 m
3	500—1 000 m
4	1—2 km
5	2—4 km
6	4—10 km
7	10—20 km
8	20—50 km
9	peste 50 km

Pentru caracterizarea vizibilității, în 1957 Organizația Meteorologică Mondială a introdus noțiunea de *Stare optică meteorologică.*

Aceasta se definește ca fiind : drumul pe care trebuie să-l parcurgă, prin atmosferă, un fascicul de raze luminoase paralele, produs de o lampă incandescentă cu temperatura de 2 700°*k*, pentru ca intensitatea fluxului luminos să fie redusă la 1/500 din valoarea inițială.

Această definiție a fost adoptată cu scopul de a exista o mărime etalon-internațional, pentru mărirea vizibilității orizontale.

În realitate, starea optică meteorologică este distanța corespunzătoare vizibilității meteorologice care a fost definită mai sus.

Observațiile au dovedit că vizibilitatea depinde de o serie întreagă de factori ca: dimensiunile și caracteristicile obiectului (culoare, formă, strălucire etc.), de proprietățile fondului pe care se privește obiectul, luminozitatea obiectului și a fondului, precum și de proprietățile atmosferei (transparență, intensitatea radiației difuze).

Pe lîngă acestea mai depinde și de ochiul observatorului și de instrumentul cu care se face determinarea.

Deoarece condițiile de vizibilitate din timpul zilei sînt diferite de acelea din timpul nopții, acestea vor fi expuse pe scurt.

Astfel un obiect de dimensiuni mari, situat la oarecare distanță, în cazul cînd are o strălucire sau culoare proprie, apare distinct pe fondul pe care se proiectează, dacă există un contrast de strălucire sau culoare.

Acest contrast C se exprimă printr-un raport de forma:

$$C=\frac{L_0-L_f}{L_0},$$

în care L_0 și L_f sînt respectiv valorile strălucirii obiectului și al fondului.

Raportul acesta se aplică în cazul cînd $L_0>L_f$; dacă însă $L_f>L_0$ se utilizează raportul:

$$C=\frac{L_f-L_0}{L_f}.$$

Deci contrastul C depinde de valorile L_0 și L_f, avînd totdeauna valori pozitive. În cazul cînd $L_0=L_f$, C va fi zero, adică culoarea obiectului este aceeași ca a fondului.

Cînd atît obiectul, cît și fondul sînt corpuri absolut negre $C\cong 1$, adică strălucirea fondului se consideră egală cu unitatea, iar a obiectului este zero.

Valoarea minimă a contrastului la care ochiul observatorului încetează de a mai percepe obiectul respectiv, constituie *pragul sensibilității de contrast.*

Aceasta depinde de ochiul observatorului și de gradul de luminozitate.

La căderea nopții, cînd luminozitatea este redusă, problema vizibilității devine mai complicată, datorită schimbărilor funcționale ale ochiului observatorului.

Noaptea, determinarea vizibilității se face cu ajutorul surselor de lumină artificiale. În acest caz, vizibilitatea depinde de strălucirea

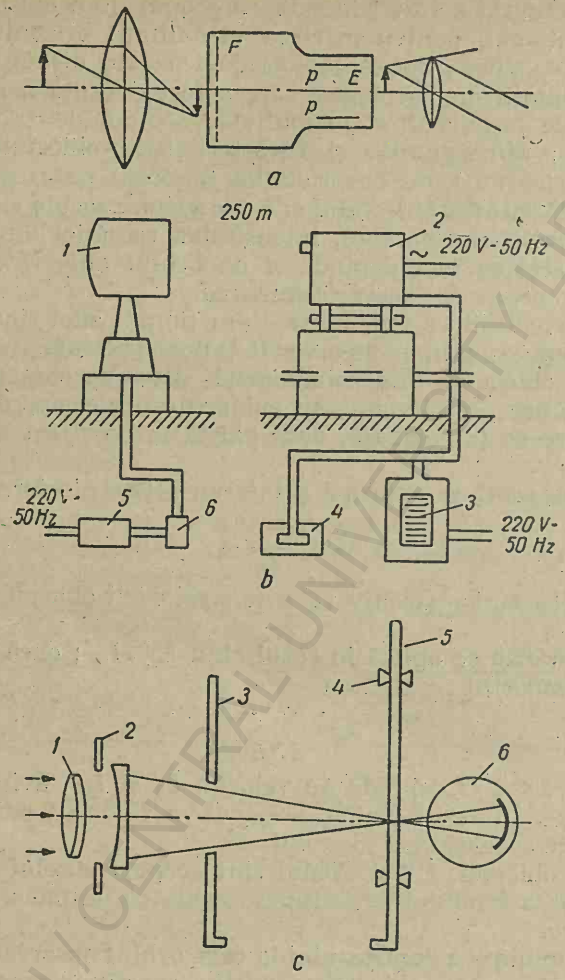


Fig. 151. *a* — Schema transformatorului electrooptic ; *b* — schema instalării pieselor vizibilimetrului ; *c* — schema părții optice a receptorului vizibilimetrului.

sursei luminoase, de distanța la care se află sursa de observator și de gradul de transparență al atmosferei.

Pentru determinarea corectă a vizibilității la stațiunile meteorologice se aleg obiecte sau repere fixe la distanțe cunoscute.

Acestea trebuie să aibă culoarea cît mai distinctă, să posede dimensiuni unghiulare mai mari de 0,5° și să se proiecteze pe fondul bolții cerești, în dreptul orizontului.

Observații cu ajutorul razelor infraroșii. Pentru distingerea obiectelor mascate se aleg orele din zi cu cea mai mare luminozitate, cînd se pot folosi filtrele de lumină, care au rolul de a mări sensibilitatea spectrală a ochiului, prin accentuarea contrastului dintre obiect și fond.

Pentru mărirea acestui contrast se utilizează și metoda fotografierii în raze infraroșii. În acest caz se folosesc filtrele de lumină opace pentru lumina vizibilă.

Fotografierea cu raze infraroșii se utilizează pentru descoperirea obiectivelor militare. Imaginile obținute în razele infraroșii se transformă în fotografii obișnuite prin metoda de transformare electro-optică.

Un astfel de transformator este format (fig. 151, *a*) dintr-un fotocatod semitransparent *F*, care emite electroni sub influența electronilor se obține o imagine vizibilă. Pentru obținerea unei imagini clare radiațiilor infraroșii și un ecran fluorescent *E*, pe care sub influența fluxul de electroni este focalizat și accelerat cu ajutorul unui cîmp electric de cîțiva kilowați și al plăcilor metalice *p*, *p*.

§ 6. Instrumente pentru determinarea vizibilității

Pentru măsurarea vizibilității se utilizează instrumentele numite vizibilimetre sau diafanometre. Acestea se bazează pe principiul egalării, cu ajutorul unor filtre, a contrastului dintre acestea și dintre obiectul vizat.

Aceste filtre sînt etalonate în *nebuli*, adică unități de opacitate.

Opacitatea de 1 nebul/km este echivalentă cu un coeficient de absorbție de 0,069 pentru un kilometru (adică lasă să treacă $1 - 0{,}069 = 0{,}931$ din lumina incidentă.

Vizibilimetrul. În meteorologie, pentru determinarea vizibilității se folosește o instalație care se bazează pe principiul măsurării intensității unui fascicul luminos, care străbate un strat al atmosferei de grosime *l*.

Fasciculul luminos furnizat de un proiector traversează un strat de aer cu grosimea *l* (dintre proiector și dispozitivul receptor) și în funcție de transparența aerului intensitatea luminoasă a fasciculului va fi slăbită. Acest fascicul acționează asupra unui fotoelement, care va genera un curent fotoelectric, curentul fiind amplificat prin intermediul unui amplificator electronic.

Intensitatea acestui curent este măsurată la ieşirea din amplificator de un microampermetru şi concomitent înregistrată pe diagrama unui galvanograf.

În cazul vizibilimetrului se aplică relaţia

$$F = F_0 \cdot l^{-\alpha l} \qquad \text{(XIII.1)}$$

în care :

F este intensitatea luminoasă a fasciculului după traversarea stratului de aer cu grosimea l ;

F_0 — intensitatea fluxului luminos ;

α — coeficientul de atenuare a intensităţii luminoase a fasciculului.

Însă deoarece

$$l^{-\alpha} = \tau, \qquad \text{(XIII.2)}$$

în care τ reprezintă coeficientul de transparenţă al stratului de aer, prin înlocuirea în relaţia (XIII.1) se obţine

$$\tau^l = \frac{F}{F_0}. \qquad \text{(XIII.3)}$$

Întrucît amplificatorul asigură legătura iniţială între fasciculul luminos care cade pe fotoelement şi intensitatea curentului la ieşirea din amplificator, relaţia (XIII.3) devine

$$\tau^l = \frac{I}{I_0}, \qquad \text{(XIII.4)}$$

în care I_0 este intensitatea curentului fotoelectric la ieşirea din amplificator şi pentru care transparenţa este maximă, iar I este intensitatea curentului în cazul slăbirii transparenţei.

Dacă se cunosc mărimile α şi τ se poate determina deci V_m — vizibilitatea meteorologică, adică

$$V_m = \frac{\ln \varepsilon}{\ln \tau} = \frac{\ln \frac{1}{\varepsilon}}{\alpha}, \qquad \text{(XIII.5)}$$

în care ε este pragul de sensibilitate la contrast al ochiului observatorului. Relaţiile (XIII.4) şi (XIII.5) arată că scara vizibilimetrului se poate grada direct în km (distanţa la care un obiect mai este vizibil).

Vizibilimetrul este format din următoarele părţi :

— sursa luminoasă (proiectorul) *1* ;

— dispozitivul receptor, *2* ;

— dispozitivul de măsurare *4* şi înregistrarea vizibilităţii *5*.

De asemenea, instalaţia mai comportă şi un stabilizator de tensiune (la 127 V), precum şi un transformator de tensiune (de 9,3 V), ambele cuplate cu proiectorul.

Sursa luminoasă este un proiector cu oglindă parabolică (cu diametrul de 450 mm şi cu distanţa focală de 200 mm), în focarul căreia se află o lampă specială. Această lampă produce un fascicul luminos de intensitate constantă, orientat în direcţia dispozitivului receptor, care se află la distanţa de 250 m faţă de proiector (fig. 151, *b*, *c*).

Dispozitivul receptor cuprinde o parte optică şi alta electrică.

Partea optică a acestuia este formată dintr-un sistem de lentile obiectiv *1*, cu distanţa focală de 300 mm şi o anumită luminozitate. Pentru reglarea luminozităţii fasciculului luminos, obiectivul posedă o diafragmă mobilă *2*, care are pe inelul de fixare gradaţiile respective.

Fasciculul luminos mai trece printr-o diafragmă de limitare *3*, care permite focalizarea pe o membrană *4*. Această membrană este fixată pe un ecran metalic vertical *5*, care are rolul de a ecrana fotoelementul faţă de lumina difuză din interiorul aparatului. Reglarea acesteia se poate efectua atît în plan vertical, cît şi orizontal. La distanţa de 600 mm de acest ecran se află fotoelementul *6*.

Partea electrică a receptorului comportă un amplificator electronic special pentru curentul ce provine de la un redresor-stabilizator.

Prin alegerea elementelor corespunzătoare ale generatorului se asigură o dependenţă liniară între numărul impulsurilor generate în unitatea de timp şi intensitatea fasciculului luminos care ajunge pe condensatorul fotoelementului.

Dispozitivul de măsurare şi înregistrare cuprinde următoarele elemente : un miliampermetru electromagnetic (cu cadru mobil *4*, un înregistrator cu mecanism de derularea diagramei şi un sistem de înregistrare a valorilor vizibilităţii pe diagrama *3*.

Pe partea exterioară a carcasei metalice a înregistratorului se află o regletă cu contacte pentru cuplarea cu indicatorul şi receptorul.

Receptorul şi proiectorul se instalează pe fundaţie de beton, pe terenul staţiei meteorologice, iar indicatorul şi înregistratorul se instalează pe o masă în biroul staţiei. Clădirea în care se află aceste dispozitive se poate afla la 3—4 km depărtare faţă de dispozitivul receptor al fasciculului luminos.

Determinarea vizibilităţii. Fasciculul luminos al proiectorului căzînd pe celula fotoelectrică a receptorului va produce curentul fotoelectric, care este transmis miliampermetrului indicator, al cărui ac

indicator se va deplasa în dreptul unei diviziuni de pe scara care exprimă mărimea vizibilității în m sau km. Peste diviziunea 30 km, cifrele de pe scară sînt înscrise cu culoarea roșie.

Pentru înregistrarea continuă a valorilor vizibilității se poate pune în funcție și dispozitivul înregistrator al instalației.

CAPITOLUL XIV

ACUSTICA ATMOSFEREI

§ 1. Generalități

Atmosfera fiind un mediu elastic în care se propagă undele sonore se vor produce în aceasta și fenomene acustice. Acestea sînt studiate în meteorologie în capitolul „acustica atmosferei".

Se știe că sunetele sînt rezultatul oscilațiilor unui mediu elastic provocate de o sursă sonoră. Urechea omului poate să perceapă numai sunetele cuprinse între 40 și 20 000 Hz și posedă sensibilitate maximă de percepție pentru sunetele cu frecvențele 1 000—3 000 Hz.

Sunetele care au frecvența mai mică de 40 Hz se numesc oscilații infrasonore (infrasunete), iar cele care depășesc 30 000 Hz se numesc oscilații ultrasonore (ultrasunete). Ambele nu pot fi percepute de urechea omenească ci numai de aparate speciale.

Sunetele sînt caracterizate prin intensitate și viteză de propagare.

Intensitatea unui sunet este cantitatea de energie sonoră pe care o primește în timp de o secundă, o suprafață de 1 cm^2, dispusă normală față de direcția de propagare a undelor sonore.

Viteza sunetului este spațiul parcurs de unda sonoră în unitatea de timp. Atît viteza cît și intensitatea sunetului sînt influențate de condițiile meteorologice ale atmosferei.

§ 2. Variația intensității sunetului în atmosferă

Starea atmosferică influențează intensitatea sunetului, în sensul că produce absorbția parțială a acestuia, prin amortizarea oscilațiilor sonore. Cercetările întreprinse în acest sens au condus la concluzia că

intensitatea sunetelor scade invers proporțional cu pătratul distanței la care se află sursa sonoră.

Această diminuare se produce ca urmare a propagării sunetului prin unde sferice, cu diametrul din ce în ce mai mare, precum și datorită faptului că energia sonoră a undelor este absorbită de mediul în care se propagă, transformîndu-se în altă formă de energie (calorică, mecanică etc.).

Intensitatea I diminuată a energiei unei unde sonore sferice cu raza r se exprimă prin relația

$$I = \frac{I_0}{r^2} e^{-2ar} = \frac{I_0}{r^2} p^r$$

în care :

$a = 3{,}5 \cdot 10^{-5}$ este coeficientul de slăbire a intensității undei sonore pe distanța de 1 cm ;

$p = e^{-2a}$ — un coeficient acustic de propagare a energiei sonore ;

I_0 — intensitatea inițială a undei sonore.

Din relația de mai sus se mai constată că sunetele se propagă la distanțe de zeci de kilometri numai în cazul unor surse sonore puternice.

Intensitatea sunetelor în atmosferă depinde de :

— starea meteorologică a atmosferei (temperatura aerului, umezeala, dimensiunile picăturilor ce formează ceața, amestecul de gaze etc.) ;

— lungimea de undă a oscilațiilor sonore ;

— existența în atmosferă a diferite pulberi care generează fenomenul de acțiune intermoleculară, slăbind în mod accentuat intensitatea undelor sonore. Această slăbire se datorește pierderii energiei sonore ca rezultat al frecării interne a moleculelor gazoase din aer, în contact cu suprafața particulelor în suspensie ;

— umezeala aerului intervine în sensul micșorării intensității de propagare a undelor sonore. Astfel, s-a dovedit că în cazul sunetului cu frecvența de 10 000 Hz, acesta își micșorează de 80 ori intensitatea pentru o umezeală absolută a aerului de 9,5 g/cm^3 ;

— fenomenele de evaporare și de condensare din atmosferă care produc comprimări și destinderi periodice ale aerului înconjurător produc devierea undelor sonore și deci slăbirea intensității acestora ;

— starea turbulentă a atmosferei slăbește de asemenea intensitatea sunetelor.

§ 3. Variația vitezei sunetului în atmosferă

Într-un mediu omogen și imobil, viteza sunetului V se exprimă prin relația lui Laplace

$$V = \sqrt{\frac{RT}{m} \cdot \frac{C_p}{C_v}} = \sqrt{\frac{p}{\rho_0} \cdot \frac{C_p}{C_v}}$$

în care :

p este presiunea atmosferică ;
ρ_0 — densitatea aerului atmosferic ;
T — temperatura absolută a aerului ;
m — greutatea moleculară a aerului ;
$\frac{C_p}{C_v}$ — raportul dintre căldurile specifice ale aerului uscat sub presiune constantă și respectiv sub volum constant, influențat în mică măsură de temperatură (acest raport are valoarea 1,405).

Din această relație se deduce că viteza sunetului este proporțională cu temperatura aerului atmosferic și experimental s-a dovedit că pentru variația de 1°C a temperaturii aerului, viteza sunetului variază cu 0,6 m/s.

Totodată viteza sunetului este influențată și de umezeala atmosferică, de care se ține seama, prin înlocuirea în relație, a densității ρ_0 a aerului uscat cu densitatea aerului umed ρ_u, dată de relația :

$$\rho_u = \rho_0 \cdot \frac{273}{T}\left(1 - 0{,}377\,\frac{e}{p}\right)$$

în care p este presiunea normală atmosferică, T, temperatura absolută a aerului atmosferic, e — tensiunea actuală a vaporilor de apă exprimată în mm col Hg.

De asemenea se mai înlocuiește și raportul $\frac{C_p}{C_v}$ cu $\frac{C'_p}{C_v}$, care ține seama de umezeala aerului atmosferic și care se exprimă prin

$$\frac{C'_p}{C_v} = 1{,}405\,\frac{1 + 0{,}280\,\frac{e}{p}}{1 + 0{,}393\,\frac{e}{p}}.$$

Efectuînd înlocuirile, relația lui Laplace va deveni

$$V = \sqrt{\frac{p}{\rho_0} \cdot 1{,}405\,\frac{T\left(1 + 0{,}280\,\frac{e}{p}\right)}{273\left(1 - 0{,}377\,\frac{e}{p}\right)\left(1 + 0{,}393\,\frac{e}{p}\right)}}$$

Dacă se notează

$$\sqrt{\frac{p}{\rho_0} \cdot 1{,}405} = V_0,$$

în care V_0 este viteza sunetului în aerul uscat la temperatura 0 °C ($T = 273°K$), pentru $p = 1{,}013 \cdot 10^6$ barye și $\rho_0 = 1{,}293 \cdot 10^{-3}$ g/cm³ (CGS), rezultă

$$V = V_0 \sqrt{\frac{1{,}013 \cdot 10^6}{1{,}293 \cdot 10^{-3}} \cdot 1{,}405} = 331{,}8 \text{ m/s}$$

Pentru aerul uscat ($e = 0$) relația lui Laplace devine

$$V = V_0 \sqrt{\frac{T}{273}} = 20{,}1 \sqrt{T}$$

iar pentru aerul umed

$$\rho_u = \rho_0 \cdot \frac{273}{T}\left(1 - 0{,}377 \frac{e}{p}\right),$$

$$V_u = \sqrt{1{,}405 \frac{P}{\rho_0} \cdot \frac{T}{273} \cdot \frac{1 + 0{,}280 \frac{e}{p}}{\left(1 - 0{,}377 \frac{e}{p}\right)\left(1 + 0{,}393 \frac{e}{p}\right)}}$$

în care prin înlocuirea valorii V_0 se obține

$$V_u = 20{,}1 \sqrt{T} \sqrt{\frac{1 + 0{,}280 \frac{e}{p}}{1 + 0{,}016 \frac{e}{p} - 0{,}184 \left(\frac{e}{p}\right)^2}}.$$

Pentru calcularea vitezei sunetului în funcție de temperatură și umezeala atmosferică s-au emis unele relații empirice, ca de exemplu :

$$V = 330 + 0{,}60\, t^0 + 0{,}07\, e.$$

Starea electrică a aerului atmosferic contribuie la mărirea vitezei sunetului cu circa 2%, în cazul unei stări electrice mai intense a acestuia.

Vîntul își manifestă acțiunea în sensul deplasării undei sonore, ca și cum s-ar depărta sursa sonoră (fig. 152, *a*). Dacă se consideră că sursa sonoră se află în punctul S, receptorul sunetului în punctul R, iar deplasarea sursei sonore sub acțiunea vîntului se efectuează de la S la S_1, atunci distanța SS_1 se calculează după relația

$$SS_1 = u \cdot t$$

în care u este viteza vîntului și t, timpul în care s-a efectuat deplasarea.

Observatorul care se află în punctul R, va auzi sunetul, ca și cum ar veni din punctul S_1, cu viteza v și deci

$$S_1R = v \cdot t.$$

Dacă se efectuează calculul după sursa sonoră reală, atunci observatorul va aprecia viteza de deplasare a sunetului prin V_1:

$$SR = V_1 t$$

și

$$SR = SS_1 \cos b + S_1R \cos a$$

sau

$$V_1 t = ut \cos b + vt \cos a$$

de unde

$$V_1 = u \cos b + v \cos a.$$

Dacă se ține seama că unghiul a este foarte mic, deoarece $u < v$ se obține

$$V_1 = u \cos b + v,$$

relație din care rezultă că sub influența vîntului, sunetul capătă o viteză mărită în direcția vîntului și mai mică în direcția opusă.

Înălțimea stratului atmosferic. Cercetările au arătat că viteza sunetului se micșorează cu înălțimea numai în cuprinsul troposferei: între 11 și 30 km rămîne constantă, iar între 30 și 70 km, viteza sunetului începe să crească, după care la înălțimi mai mari devine din nou constantă.

Valorile vitezei sunetului la diferite înălțimi în atmosferă sînt următoarele:

Înălțimea atmosferei km	0	10—25	30	40	50	60	70
Viteza sunetului m/s	335	295	300	340	370	390	410

§ 4. Propagarea undelor sonore în atmosferă. Reflexia și refracția undelor sonore

Întrucît atmosfera are structura neomogenă atît în direcția orizontală cît și verticală, undele sonore vor fi reflectate și refractate pe suprafețele de separație ale straturilor de aer din atmosferă.

Legile opticii geometrice se aplică și acestor fenomene, după care :
— razele incidente, reflectate și refractate se află în același plan perpendicular pe suprafața de separație ;
— unghiul de incidență este egal cu cel de reflexie ;
— refracția undei sonore se efectuează conform relației

$$\frac{\sin i}{\sin r} = \frac{V_1}{V_2}$$

în care :

i este unghiul de incidență al razei sonore ;
r — unghiul de refracție al acesteia ;
V_1 și V_2 — vitezele sunetului în primul și al doilea strat de aer.

Cu excepția ultrasunetelor, viteza sunetului nu depinde de lungimea de undă a razelor sonore și din această cauză în cazul refracției nu se produce și dispersia sunetului.

Sunetul trecînd dintr-un mediu mai dens în altul mai puțin dens (din punct de vedere acustic) se refractă depărtîndu-se de normală. Rayleigh a emis teoria reflexiei și refracției sunetului, stabilind rapoartele dintre amplitudinile R, D și I ale undelor reflectate, refractate și respectiv incidente, conform relațiilor

$$\frac{R}{I} = \frac{\frac{\rho_1}{\rho} - \frac{\operatorname{cotg} r}{\operatorname{cotg} i}}{\frac{\rho_1}{\rho} + \frac{\operatorname{cotg} r}{\operatorname{cotg} i}} \quad \text{și} \quad \frac{D}{I} = \frac{2}{\frac{\rho_1}{\rho} + \frac{\operatorname{cotg} r}{\operatorname{cotg} i}},$$

în care ρ și ρ_1 sînt densitățile aerului din cele două straturi. În condiții similare, limita de propagare a undei reflectate se exprimă prin relația

$$\frac{\rho_1}{\rho} = \frac{\operatorname{cotg} i}{\operatorname{cotg} r},$$

sau utilizîndu-se legea sinusurilor se exprimă

$$\frac{1+\operatorname{cotg}^2 r}{1+\operatorname{cotg}^2 i} = \frac{V_1^2}{V_2^2}.$$

Din relațiile amintite se deduce că dacă $\frac{V_1}{V_2} = 1$ și $\frac{\rho_1}{\rho_2} > 1$ atunci pentru valoarea critică a unghiului de incidență, unda se va refracta (fără reflexie) și va trece în întregime în mediul al doilea (mai dens din punct de vedere acustic) ;
— dacă $V_2 > V_1$, atunci pentru unghiurile de incidență, care ating valoarea critică se va produce reflexia totală și în acest caz energia undei reflectate devine zero.

Relaţiile lui Rayleigh au utilizare în calculul reflexiei sunetului atît pe suprafeţele obstacolelor de pe suprafaţa terestră cît şi pe suprafaţa norilor, a picăturilor de ploaie etc.

Ecoul este un fenomen de reflexie a sunetului, care constă în repetarea sunetului, o dată sau de mai multe ori, atunci cînd undele sonore sînt reflectate de diferitele suprafeţe pe care le întîlnesc.

Se ştie că pentru pronunţarea unei silabe este nevoie, în mijlociu, de 1/5 secunde şi că în acest interval, sunetul parcurge spaţiul de $\frac{340}{5}$ m (adică 68) m). Se deduce că obstacolul din faţa sursei sonore aflat la distanţa de 34 m va produce un ecou monosilabic, iar obstacolul de la 68 m va produce ecoul bisilabic etc.

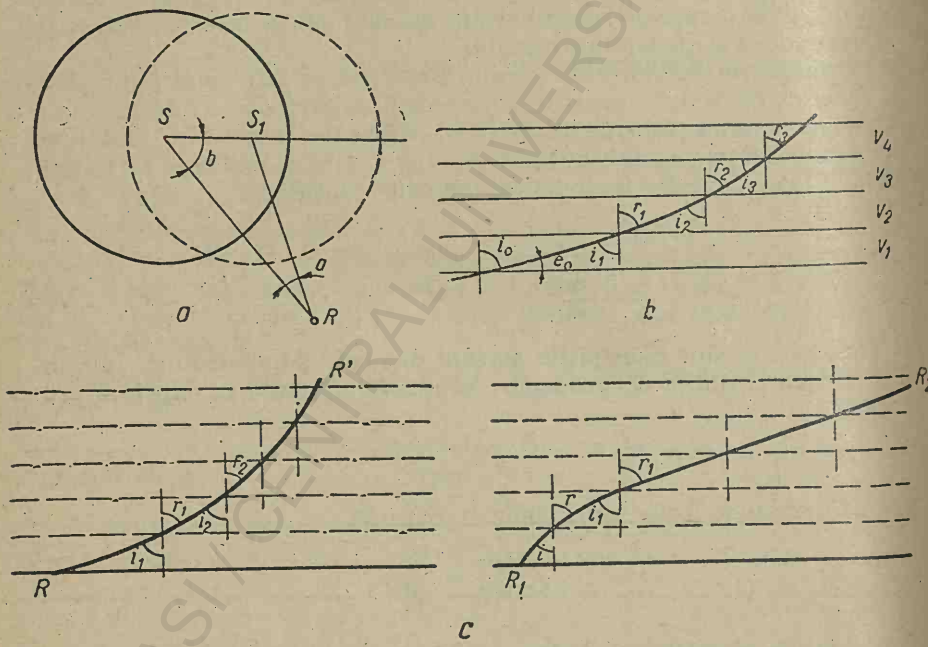


Fig. 152. *a* — Influenţa vîntului asupra vitezei sunetului ; *b* — traectoria undelor sonore în diferite straturi de aer ; *c* — refracţia razelor sonore în atmosferă.

Ecoul tunetului se produce ca urmare a reflexiei undelor sonore pe suprafaţa terestră, pe versanţii munţilor, pe pătura de picături de apă a precipitaţiilor, precum şi pe suprafaţa de separaţie a straturilor de aer cu proprietăţi fizice diferite.

Cea mai mare influență asupra reflexiei sunetului în atmosferă o exercită diferența de temperatură între straturile de aer. Astfel, cercetările au conchis că pentru o diferență de temperatură de cîteva grade între straturile de aer se reflectă pe suprafața de separație a straturilor numai 2,7 din energia sonoră incidentă.

§ 5. Traiectoria undei sonore în atmosferă

Traiectoria unei unde sonore se obține, considerîndu-se suprafața terestră plană (se face abstracție de curbura Pămîntului) și atmosfera ca mediu neomogen, formată din diferite straturi (fig. 152, *b*, *c*).

În acest caz, unda sonoră se refractă succesiv, trecînd dintr-un strat în altul al atmosferei, conform relației

$$\frac{\sin i_1}{\sin r_1} = \frac{V_1}{V_2}; \quad \frac{\sin i_2}{\sin r_2} = \frac{V_2}{V_3} \text{ etc.}$$

în care i_1, i_2, i_3, sînt unghiurile de incidență ale razelor sonore ;

r_1, r_2, r_3, — unghiurile de refracție ale razelor sonore ;

v_1, v_2, v_3, — vitezele sunetului.

Deoarece $r_1 = i_2$; $r_2 = i_3$ etc. rezultă că

$$\frac{\sin i_1}{V_1} = \frac{\sin i_2}{V_2} = \ldots = \frac{\sin i_n}{V_n} = \text{const} = \frac{\sin i}{V} = K,$$

sau folosind unghiul $e_0 = 90° = i_0$, care se numește *unghi de emergență* se obține

$$\frac{\sin i_0}{V_0} = \frac{\cos e_0}{e_0} = \frac{\sin i_h}{V_h} = \frac{\cos e_h}{V_h} = \text{const}$$

în care mărimile notate cu zero se referă la stratul de aer din apropierea suprafeței Pămîntului.

Din aceste relații se deduce că, dacă $V_h < V_0$, atunci $\cos e_h < \cos e_0$ și $e_h > e_0$, deci raza sonoră prin deplasare în straturile superioare ale atmosferei se va curba.

În urma cercetărilor efectuate asupra traiectoriei razelor sonore în atmosferă s-a conchis că în cazul cînd viteza sunetului crește cu înălțimea, curbarea razei sonore se produce cu concavitatea în jos. În cazul cînd viteza sunetului scade cu înălțimea, concavitatea razei sonore este orientată în sus.

De asemenea s-a mai dedus că forma traiectoriei pe care o capătă razele sonore mai depinde și de valoarea gradientului vertical cu temperatura γ.

Astfel dacă $\gamma > 0$, deci dacă temperatura scade cu înălțimea, raza sonoră va avea convexitatea spre suprafața Pământului ;

— dacă $\gamma < 0$, deci în cazul inversiunii de temperatură, raza sonoră va avea convexitatea orientată invers decît în cazul precedent.

§ 6. Influența atmosferei asupra propagării undelor sonore

Pe cale experimentală s-a dedus că zgomotul unei explozii se propagă pe o zonă mai mult sau mai puțin întinsă, în jurul locului unde s-a produs explozia.

Aceasta este *zona interioară de audiție* (sau normală) și concentric cu aceasta se produce o *zonă de tăcere* (fig. 153).

Dacă însă intensitatea zgomotului produs de explozie este mare, atunci imediat după zona de tăcere urmează o zonă de audiție exterioară sau anormală.

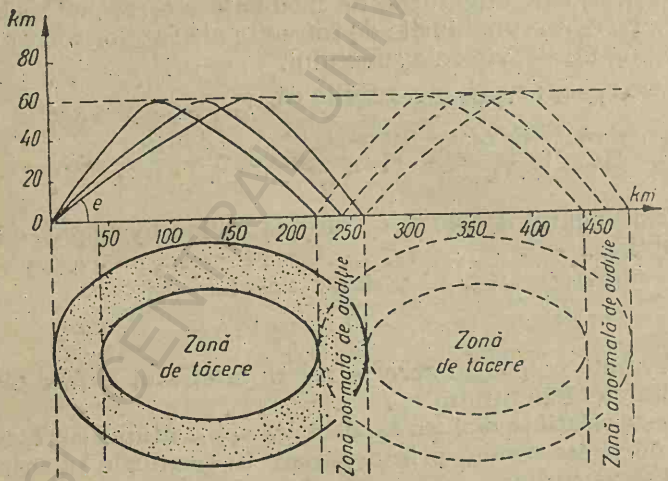


Fig. 153. Formarea zonelor de audiție și de tăcere.

După formele și dimensiunile acestei zone, precum și după durata de propagare a undelor sonore produse de explozie se pot trage concluzii importante asupra structurii și a compoziției atmosferei.

Astfel, formarea zonei exterioare de audiție se explică prin propagarea undelor sonore în stratul superior al atmosferei, de unde de

la o înălțime oarecare se reîntorc către suprafața terestră formînd zona exterioară de audiție.

Pentru explicarea întoarcerii undelor sonore către Pămînt se utilizează relația :

$$\frac{V}{\cos e} = \frac{V_0}{\cos e_0} = \text{const},$$

în care V și V_0 sînt vitezele sunetului la o înălțime oarecare și în apropierea solului, iar e și e_0, unghiurile pe care le fac razele sonore cu linia orizontului.

Deoarece se pornește de la presupunerea că viteza sunetului se micșorează cu altitudinea, în acest caz valoarea cos e va scădea și deci unghiul e va crește. Invers se întîmplă, dacă viteza sunetului crește cu înălțimea.

Dacă la o anumită înălțime, traiectoria razei devine orizontală, complicat, iar relația traiectoriei este :

$$V = \frac{V_0}{\cos e_0},$$

în care V este viteza sunetului la înălțimea respectivă (în vîrful traiectoriei).

Raza sonoră ajungînd la această înălțime suferă fenomenul de reflexie totală fiind dirijată în jos, descriind o traiectorie simetrică cu cea ascendentă.

Dacă se ține seama și de influența vîntului, fenomenul devine mai complicat, iar relația traiectoriei este :

$$\frac{V}{\cos e} + u \cos \varepsilon = \frac{V_0}{\cos e_0} + u_0 \cos \varepsilon = \text{const},$$

în care $u \cos \varepsilon$ și $u \cos \varepsilon$ sînt componentele vitezei vîntului, care fac unghiul ε cu suprafață considerată normală.

Experimental s-a găsit că dimensiunile zonei interioare de audiție depind de intensitatea sunetului produs de sursa sonoră și de proprietățile fizice ale atmosferei.

Astfel, în cazul surselor sonore puternice (explozii) se întîmplă ca zona interioară de audiție să se extindă dincolo de limitele zonei exterioare, astfel că nu mai există zonă de tăcere. Producerea zonei exterioare de audiție mai este condiționată și de inversiunile termice din atmosferă, care devin straturi de reflexie pentru undele sonore.

Deoarece condițiile atmosferice exercită o mare influență asupra propagării sunetelor, studierea acestor influențe prezintă importanță practică, deoarece după modul de propagare a undelor sonore se pot

deduce proprietăţile atmosferei de la înălţimea respectivă. De asemenea, studiul dimensiunilor şi formelor zonelor de audiţie şi de tăcere, precum şi al duratei de propagare a undei sonore, produsă de o sursă sonoră pot da indicaţii asupra structurii şi compoziţiei atmosferei.

Particularităţile propagării undelor sonore. Deşi atmosfera influenţează în mare măsură asupra propagării undelor sonore, unele fenomene meteorologice nu schimbă aproape de loc acustica atmosferei. De exemplu, propagarea sunetului nu este afectată de căderea ploii, zăpezii, grindinii sau de prezenţa ceţii, întrucît nici unul din aceşti factori nu influenţează asupra omogenităţii aerului atmosferic. În acest caz, în meteorologie se spune că aerul posedă transparenţă acustică.

Se ştie că datorită insolaţiei puternice, prin formarea curenţilor ascendenţi şi descendenţi, atmosfera devine eterogenă, iar transparenţa acustică a acesteia scade mult şi în consecinţă se creează condiţiile favorabile reflexiei undelor sonore. Aceste straturi eterogene ale atmosferei au fost numite nori acustici. Datorită lor, undele sonore suferă fenomenele de reflexie şi refracţie multiple, care au ca rezultat împrăştierea undelor sonore în toate direcţiile şi deci împiedicarea propagării lor la distanţe mari.

§ 7. Sunete de natură meteorologică în atmosferă

Pe lîngă sunetele şi zgomotele datorită activităţii oamenilor, în atmosferă se mai produc şi sunetele de origină meteorologică. Astfel, este zgomotul produs de tunet, fiind rezultatul unor procese termodinamice care au loc în canalul fulgerului, unde numărul particulelor neutre şi disociate este mult mai mare faţă de atmosfera înconjurătoare.

La aceasta se mai adaugă şi temperatura de 10 000 °C care generează o presiune suplimentară.

La încetarea fulgerului, canalul fulgerului începe să se destrame producînd vibraţii puternice ale aerului din atmosfera înconjurătoare care se transmit sub forma de unde sonore, formînd tunetul.

De obicei tunetul este auzit sub forma unor bubuituri consecutive, deşi acestea se produc în acelaşi timp, în canalul fulgerului. Intervin în acest caz fenomenele de interferenţă ale undelor sonore, care au ca urmare intensificarea sau slăbirea bubuiturilor. Mai intervine şi fenomenul de reflexie a undelor sonore pe suprafeţele de separaţie a maselor de aer, precum şi pe obiectele de pe suprafaţa terestră.

Alte sunete de origină meteorologică mai sînt :

Vijiitul vîntului este zgomotul produs de vînt la întîlnirea obstacolelor și se datorește comprimării și destinderii aerului atmosferic la întîlnirea obstacolelor de către curentul de aer în deplasare. Este caracteristic și sunetul pe care-l produce curentul de aer ale cărui linii de curent sînt perpendiculare pe firele de telecomunicații. Se produc în acest caz, sunete mai ascuțite dacă diametrul firelor este mai mic și, invers.

Freamătul pădurii are aceeași origine ca și vijiitul vîntului, fiind mai puternic iarna cînd pădurile sînt dezgolite de frunze. În pădurile de brazi, freamătul este șuierător, din cauza vibrațiilor aerului printre frunzele aciculare.

Zgomotul alpin este sunetul care se produce datorită acumulării și rarefierii aerului pe pereții stîncoși ai munților.

Nisipurile sunătoare produc sunete de-a lungul țărmurilor nisipoase ale mărilor, precum și în deșerturi, ca urmare a firișoarelor de nisip spulberat. Un zgomot asemănător este produs de spulberarea zăpezii pe cîmpii.

Zgomotul mării se produce la izbirea și spargerea valurilor mării de malurile stîncoase.

Vocea mării constă în producerea unor sunete joase (infrasunete) care ating pînă la 10 vibrații/secundă, ca urmare a deplasării aerului de pe crestele valurilor către baza lor. Tot zgomote meteorologice sînt și acelea produse de ploaie, grindină etc.

CAPITOLUL XV

ELECTRICITATEA ATMOSFERICĂ

§ 1. Generalități

Studiul electricității atmosferice cuprinde totalitatea fenomenelor electrice care se produc în atmosferă și care se numesc *electrometeori.*

Starea electrică a atmosferei este condiționată de mișcarea particulelor încărcate cu sarcini electrice (ionilor). Procesul formării ionilor din atomii gazelor ce intră în compoziția aerului se numește ionizare.

§ 2. Cauzele ionizării aerului atmosferic

În condițiile din atmosferă, ionizarea aerului se datorește mai multor cauze și anume :

Ciocnirile dintre particulele gazoase, care pot fi :

Ciocniri elastice în cazul cînd energia electronilor interatomici și numărul particulelor care se ciocnesc nu sînt variabile, modificîndu-se numai vitezele și direcțiile de deplasare ale particulelor.

La ionizarea atomilor, în urma ciocnirilor elastice pentru un electron de valență din atom și îndepărtarea acestuia din sfera de influență atractivă a nucleului se consumă o cantitate de energie cinetică a particulei, care poartă numele de *lucru de ionizare*.

Ciocniri neelastice, în cazul cînd acestea sînt urmate de modificarea energiei electronilor interatomici, producînd excitația și ionizarea particulelor.

Ionizarea se produce gradat, deoarece mai întîi, atomul trece treptat în starea de excitație și apoi electronul cu energie mărită iese din sfera de atracție a nucleului ; lucru de ionizare efectuat de particula ionizantă este mai mic decît în cazul ciocnirii elastice.

În atmosferă ionizarea se mai generează și prin :

Acțiunea radiațiilor care produce ionizarea particulelor de gaze, datorită captării unui electron de valență dintr-un atom gazos de către o cuantă de radiație. Acest fenomen poartă numele de fotoionizare.

Pentru producerea acestui fenomen este necesar ca energia cuantei de radiație să fie mai mare sau cel puțin egală cu valoarea lucrului de ionizare a atomului gazos respectiv.

Ionizarea sub acțiunea radiațiilor se produce numai pînă la o anumită lungime de undă a radiațiilor, care se numește lungime de undă limită λ_l și care se exprimă prin relația

$$\lambda_l = \frac{12\,340}{V_l} [\text{Å}]$$

în care V_l este potențialul de ionizare (exemple : pentru oxigen $\lambda_l =$ $=$910 Å, iar pentru oxigenul atomic $\lambda_l =$900 Å).

Acțiunea razelor cosmice produce ionizarea aerului în straturile superioare ale atmosferei. Razele cosmice în stratul de la limita superioară a atmosferei sînt formate dintr-un flux primar de protoni (nuclee de hidrogen cu sarcina pozitivă), precum și din nuclee ale celorlalte elemente, în proporția răspîndirii lor în cosmos.

Razele cosmice produc în atmosferă așa-numitele avalanșe de reacții electromoleculare, care constau din ciocnirile protonilor (cu energia de 10^{10} eV) cu nucleele atomilor, provocînd disocierea acestora.

În urma acestor ciocniri apar noi protoni și particule.

Din nucleele atomilor mai pot fi antrenați și mezoni, încărcați pozitiv și negativ, precum și neutroni (care sînt particule instabile).

Mezonii se dezintegrează spontan radiind particule, care posedă o mare cantitate de energie, care la pătrunderea în atmosferă exercită acțiuni reciproce asupra atomilor din aer, producînd un flux secundar de particule electrizate (electroni, pozitroni, mezoni, fotoni etc.).

Aceste particule prin acțiunea dintre ele și gazele care intră în compoziția aerului contribuie în mare măsură la menținerea în permanență a unei stări de ionizare a aerului atmosferic.

Intensitatea razelor cosmice scade cu apropierea de Pămînt, deoarece acestea sînt reflectate de straturile superioare ale atmosferei și ajung pe Pămînt mult slăbite ca intensitate, atenuîndu-se efectul lor dăunător asupra vieții de pe Pămînt.

Acțiunea substanțelor *radioactive din sol*, care datorită schimbului de aer din sol cu cel din atmosferă, emanațiile radioactive ale acestora sînt transportate de curenții atmosferici orizontali și verticali la distanțe mari.

Dintre substanțele radioactive din scoarța terestră, cele mai importante, pentru ionizarea aerului atmosferic sînt acelea, care pe lîngă produsele de dezagregare dau și emanații gazoase ca : Radonul, Thoronul și Actinonul.

Produsele dezagregării acestora rămîn în suspensie în aer și se pot depune pe particulele de praf, pe picăturile de apă și pe nucleele de condensare.

Dintre toate emanațiile radioactive, radonul are cea mai mare acțiune în ionizarea aerului atmosferic, deoarece are perioada de înjumătățire cea mai mare (aproape 4 zile) și datorită acestui fapt, produsele dezagregării se răspîndesc în cantități mari, nu numai în straturile inferioare, ci și în cele superioare ale atmosferei.

Thoronul și Actinonul provenind din elemente cu perioade de înjumătățire mai mici, contribuie în măsură mai redusă la ionizarea atmosferei. La electrizarea atmosferei mai contribuie apa mărilor și oceanelor, deoarece acestea conțin radiu în sarea marină (1 g sare marină conține $0{,}08 \cdot 10^{-15}$ g radiu).

În afară de cele menționate, la ionizarea aerului atmosferic mai intervin și următoarele cauze secundare :

Radiațiile de mică lungime de undă provenite de la Soare (cu lungimea de undă 910—1 350 Å), care fiind absorbite de atmosfera superioară constituie un ionizant al acestor straturi. Această acțiune depinde de înălțimea Soarelui precum și de activitatea acestuia.

Efectul fotoelectric constă în acțiunea radiațiilor luminoase asupra spărturilor proaspete ale unor roci (granit, feldspat, calcar etc.) pro-

ducînd răspîndirea electronilor în aerul înconjurător. Aceeași acțiune o exercită și cristalele de gheață care intră în constituția norilor Cirrus, care alcătuiesc elemente fotosensibile.

§ 3. Caracteristicile ionizării atmosferei

Datorită prezenței ionilor în atmosferă, aceasta nu mai este un mediu izolator, ci capătă proprietatea de a conduce electricitatea.

Starea de ionizare a atmosferei este caracterizată de :

Dimensiunile ionilor. În aerul atmosferic se află mai multe categorii de ioni, care după diametrul și mobilitatea lor sînt grupați după cum urmează :

Grupa de ioni	Diametrul ionului, cm	Mobilitatea, $cm^2/s.V$
Foarte mari	$1\,100 \cdot 10^{-8}$	0,00025
Mari	$500—1\,100 \cdot 10^{-8}$	0,001—0,00025
Mijlocii	$160—500 \cdot 10^{-8}$	0,01—0,001
Mici	$14—20 \cdot 10^{-8}$	1—2

În general, ca urmare a diferitelor acțiuni de ionizare, ionii în atmosferă nu apar izolați, ci grupați în perechi (un ion pozitiv și unul negativ) oricare ar fi dimensiunile lor.

Densitatea ionilor reprezintă numărul de ioni din aerul atmosferic, conținuți într-un cm^3 de aer. Întreaga atmosferă a Pămîntului, pînă la limita ei superioară conține cantități variabile de ioni.

Deoarece în atmosferă ionii apar și dispar în mod permanent, la un moment dat se stabilește un echilibru între numărul perechilor de ioni ce apar și a celor care se distrug, în unitatea de volum din aerul atmosferic.

Acest echilibru caracterizează densitatea ionilor care este variabilă de la o regiune la alta și dintr-un moment în altul.

Potențialul de ionizare V_i caracterizează ionizarea din punct de vedere cantitativ și se exprimă prin relația

$$V_i = \frac{eV}{300} = \frac{mu^2}{2} \text{ [eV]}$$

în care :

V este tensiunea cîmpului electric ;

e și m sînt sarcina și respectiv masa electronului ;

u — viteza electronului.

Potențialul de ionizare contribuie la efectuarea de către electroni lucrului de ionizare a gazelor conținute de aerul atmosferic. Cel mai ușor se ionizează oxigenul molecular, care are potențialul de ionizare cel maic mic V_i =12,5 eV. Cel mai greu se ionizează oxigenul atomic (V_i=13,5 eV) și azotul (V_i=15,8 eV).

Mobilitatea ionilor. Langevin a definit mobilitatea ionilor ca fiind viteza lor mijlocie de deplasare, într-un cîmp electric atmosferic de 1 volt/cm.

Mobilitatea se notează cu L, se exprimă în $cm^2/\cdot V$ și e dată de următoarea relație

$$L = c\frac{e}{m}\cdot\frac{\lambda}{V}$$

în care :

c este un coeficient cu valoarea 0,7 ;

$\frac{e}{M}$ — raportul dintre sarcină și masa ionului respectiv ;

λ — drumul liber mijlociu parcurs de ion de la producere pînă la recombinare ;

V — viteza medie de mișcare termică a ionilor.

Conform relației de mai sus rezultă că ionii mai grei se mișcă mai încet în cîmpul electric al atmosferei. În mod experimental s-a dedus că mobilitatea ionilor mai depinde de natura gazului ionizat, de conținutul de vapori de apă și de densitatea aerului atmosferic.

Conductivitatea ionilor (C) este proprietatea ionilor ce se află în aerul atmosferic de a lăsa să treacă curentul electric și este inversul rezistenței electrice $\left(C=\frac{1}{R}\right)$. În general, conductivitatea ionilor este destul de mică, datorită faptului că și intensitatea curentului electric produs de ioni este destul de mică.

Dacă se notează în cazul aerului cu :

E — intensitatea cîmpului electric produs și acțiunea ionilor într-un punct ;

n^- și n^+ — densitatea ionilor negativi și pozitivi ;

L^- și L^+ — mobilitățile ionilor negativi și pozitivi, mobilitățile ionilor din aerul atmosferic, în cazul cînd cîmpul electric nu este prea intens, sînt proporționale cu intensitatea cîmpului electric, adică :

$$L^-E \text{ și } L^+E.$$

Cantitățile de electricitate q^+ și q^-, care traversează în sensuri contrarii unitatea de suprafață a atmosferei, în unitatea de timp, sînt date de expresiile :

$$q^+ = n^+L^+eE \text{ și } q^- = n^-L^-eE,$$

în care e este sarcina electrică a unui ion (e=4,7 · 10^{-10} u.e.s).

Suma celor două cantităţi va exprima intensitatea I a curentului produs de deplasarea ionilor pozitivi şi negativi din aerul atmosferic, adică

$$I = q^+ + q^- = n^+ L^+ eE + n^- L^- eE$$

sau

$$I = (n^+ L^+ + n^- L^-)\, eE.$$

Din legea lui Ohm : $I = CE$, conductivitatea V va fi :

$$C = \frac{I}{E} = (n^+ L^+ + n^- L^-)\, e.$$

În această ultimă relaţie dacă se notează cu c^+ şi c^- conductivităţile datorite ionilor pozitivi şi negativi, conductivitatea totală va fi

$$c^+ + c^- = C$$

în care

$$c^+ = n^+ L^+ e \text{ şi } c^- = n^- L^- e.$$

Valoarea medie a conductivităţii electrice a aerului în apropierea suprafeţei terestre este de $2 \cdot 10^{-16}$ ohm$^{-1} \cdot$ cm^{-1}, iar în straturile superioare ale atmosferei (ionosferă) este de cîteva miliarde de ori mai mare, datorită ionizării puternice produse de razele cosmice şi solare.

§ 4. Cîmpul electric al atmosferei

Spaţiul din atmosferă unde se generează curenţi electrici constituie cîmpul electric al atmosferei.

După cauzele care generează apariţia curenţilor electrici în atmosferă, aceştia sînt de mai multe feluri şi anume :

Curentul de conducţie, care apare ca urmare a deplasării ionilor sub influenţa unui cîmp electric slab. Acesta este orientat din atmosferă către suprafaţa terestră şi are intensitatea $2{,}9 \cdot 10^{-10}$ A/cm^2.

Curentul de difuzie al ionilor care apare datorită deplasării şi deci variaţiei densităţii ionilor în diferite puncte din atmosferă. Acest curent se produce numai pe verticală, iar intensitatea acestuia este funcţie de coeficientul de difuzie turbulentă a particulelor de aer ionizate.

Curentul de convecţie apare datorită transportului ionilor din interiorul masei de aer ce se deplasează. Intensitatea acestui curent depinde de densitatea ionică şi de viteza de deplasare a curentului de aer fiind de ordinul $2{,}8 \cdot 10^{-18}$ A/cm^2.

Curentul electric al precipitațiilor se datorește căderii sau mișcării picăturilor de apă sau cristalelor de gheață, care posedă sarcini electrice negative sau pozitive. Observațiile au conchis că sub un nor se află regiuni în care predomină alternativ fie sarcini negative, fie pozitive, iar picăturile de ploaie sau fulgii de zăpadă, deși au sarcini electrice diferite, ajung la suprafața Pămîntului cu sarcini pozitive. Intensitatea curentului precipitațiilor atinge valorile $10^{-13} \ldots 10^{-12}$ A/cm^2.

Curentul descărcărilor orajoase și obscure posedă cea mai mare intensitate din toți curenții care străbat întreaga troposferă.

Datorită acestor curenți, în atmosferă există în permanență un cîmp electric generat de sarcinile negative ale Pămîntului și sarcinile pozitive care se află în exces în atmosferă. Acest cîmp al atmosferei se mai numește și *cîmp normal electric*.

§ 5. Caracteristicile cîmpului electric normal

Cîmpul electric normal al atmosferei este caracterizat de următoarele mărimi : potențial, gradient de potențial și intensitate.

Potențialul electric E este definit de relația

$$E = -\frac{dV}{dn},$$

care arată că potențialul în orice punct al cîmpului electric al atmosferei este numeric egal cu variația potențialului pe unitatea de distanță, considerată în direcția perpendicularei la suprafața de nivel, în sensul descreșterii potențialului.

Punctele cu același potențial delimitează suprafețele echipotențiale.

Gradientul de potențial reprezintă variația potențialului între două suprafețe echipotențiale ce se află la distanța de 1 m una de alta pe verticală.

Din determinările efectuate la suprafața Pămîntului s-a dedus că valoarea medie a gradientului de potențial este de 130 V/m.

Atît potențialul cît și gradientul de potențial al cîmpului electric atmosferic prezintă variații cu latitudinea, cu altitudinea, precum și în funcție de timp.

Astfel, ambele mărimi prezintă cele mai mari valori în regiunea latitudinilor temperate și mai mici către ecuator și poli.

În funcție de înălțime, ambele mărimi scad în mod accentuat, după cum se constată din datele următoare :

Înălțimea km	0	1	3	6	9	12	15	20	50
$-\frac{dV}{dh}$ V/m	130	42	25	11	5,1	2,3	1,1	0,28	11.10^{-4}

Se menționează că aceste variații se abat față de valorile medii sub influența particulelor electrizate din nori, a inversiunilor termice etc.

În funcție de timp, variațiile zilnice ale celor două mărimi sînt diferite de la un anotimp la altul, în regiunea latitudinilor mijlocii.

Astfel, deasupra oceanelor variațiile acestora sînt simple și regulate, rămînînd aceleași aproape tot timpul anului (cu un maxim între orele 18—19 și un minim în jurul orei 3).

Aceleași variații zilnice se produc și în regiunile polare.

Deasupra regiunilor de uscat, variațiile zilnice ale potențialului și gradientului de potențial sînt mai complicate, prezentînd deosebiri de la un punct la altul, datorită influenței, suprafeței terestre, prezentînd două maxime și două minime.

Astfel, minimul principal se produce dimineața între orele 3 și 5, iar cel secundar după amiază în jurul orelor 13—15. Maximul principal se produce seara între orele 20—21, iar cel secundar în jurul amiezii.

Intensitatea cîmpului electric atmosferic. Sub influența cîmpului electric din atmosferă se generează un curent de ioni (curent ionic) pozitiv, dirijat către suprafața Pămîntului și altul negativ, în direcția opusă. Intensitatea I a acestui curent ionic vertical, care se mai numește și curent de conductivitate este dată de relația :

$$I = i^+ + i^- = (L^+ + L^-)\frac{dV}{dh} = L\frac{dV}{dh}$$

în care i^+, i^- și L^+, L^- reprezintă numărul de ioni și respectiv mobilitățile acestora.

Dacă în relația de mai sus se înlocuiesc cu valorile medii pentru întregul glob pămîntesc ($L = 2 \cdot 10^{-4}\ s^{-1}$ și $\frac{dV}{dh} = 130$ V/m) se obține pentru intensitatea medie a curentului de conductivitate în apropierea Pămîntului, valoarea următoare :

$$i' = 2 \cdot 10^{-4} \cdot 130\,\frac{1}{300} \cdot 10^{-2} = 8{,}7 \cdot 10^{-7}\ \text{u.e.s.} = 2{,}9 \cdot 10^{-16}\ \text{A/cm}^2.$$

Acest curent de conductivitate este constant cu înălțimea, iar cînd cerul este senin nu prezintă variații însemnate în timp și spațiu.

Intensitatea acestui curent depinde însă de gradientul de potențial prezentînd în orice moment variații opuse acestuia. În direcția orizontală variațiile intensității acestui curent se datoresc transportului sarcinilor volumetrice de către curenții de aer.

§ 6. Starea electrică a atmosferei în raport cu elementele meteorologice

Desigur că tensiunea electrică a cîmpului electric al atmosferei exercită o influență deosebită asupra factorilor meteorologici.

În primul rînd, gradientul de potențial și conductivitatea cîmpului, prezintă variații opuse în orice moment.

Rezultă deci că totalitatea factorilor meteorologici, care influențează conductivitatea aerului, va influența în mod invers și gradientul de potențial.

Astfel în cazul impurificării aerului atmosferic (pulberi, nuclee, nori etc.) conductivitatea aerului se micșorează, însă gradientul de potențial crește în mod accentuat.

De asemenea, tensiunea cîmpului electric al atmosferei este influențată de prezența norilor, precipitațiilor, ceței etc. Astfel norii cu plafonul jos micșorează foarte mult gradientul de potențial, încît uneori îi schimbă chiar semnul.

Pe timp cețos sau cu pîclă, tensiunea cîmpului crește, gradientul rămîne pozitiv și numai foarte rar, capătă valori negative mici.

Valorile gradientului de potențial mai sînt legate și de variațiile atmosferice. Astfel, scăderea presiunii aerului atmosferic este însoțită și de micșorarea gradientului de potențial, deoarece scăderea presiunii favorizează ieșirea aerului din sol cu emanație radioactivă. La creșterea presiunii aerului gradientul de potențial al cîmpului electric al atmosferei se mărește. Din cele expuse mai sus deducem că intensitatea cîmpului electric al atmosferei prezintă variații deosebite în timpul trecerii formațiilor ciclonice sau anticiclonice.

Gradientul de potențial se micșorează cînd umiditatea absolută a aerului crește, și invers.

Vîntul produce, de asemenea, perturbații ale gradientului în sensul că mărește gradul de impuritate al atmosferei și prin aceasta influențează conductivitatea aerului și deci gradientul de potențial.

Ploaia și zăpada produc variații bruște neregulate, pozitive și negative ale tensiunii cîmpului electric al atmosferei.

Pe baza acestor rezultate s-a putut stabili legătura între proprietăţile electrice ale atmosferei şi tipul masei de aer. Astfel, cercetătorul R. Allik a ajuns la concluziile din tabelul 29.

Tabelul 29

Proprietăţile electrice ale maselor de aer

Proprietăţile electrice	Tipul masei de aer			
	mA	cA	mP	cP
Conductivitatea ionilor, 10^6 CCSE	168	124	192	196
Gradientul de potenţial, v/m	178	203	136	133
Numărul ionilor mari/cm³	4 530	7 800	3 470	4 650
Numărul ionilor mici/cm³	1 440	900	1 120	1 120

§ 7. Fenomene orajoase

În meteorologie, prin oraj sau fenomen orajos se înţelege un complex de fenomene atmosferice însoţite de descărcări electrice luminoase. Aceste descărcări se produc între punctele separate ale aceluiaşi nor, între nori diferiţi sau între un nor şi suprafaţa terestră. Aceste descărcări sînt rezultatul unei mari diferenţe de potenţial electric, care atinge şi chiar depăşeşte sute de mii de volţi pe metru.

Fenomenele orajoase sînt caracteristice norilor Cumulonimbus şi apar cînd sînt întrunite condiţiile unei stratificări instabile ale aerului atmosferic şi cînd aerul conţine o mare cantitate de vapori de apă.

Fenomenele orajoase se produc ca urmare a mişcărilor convective puternice (de natură termică dinamică sau orografică). Printre cele mai reprezentative se înscriu orajele fronturilor reci.

Trecerile de la timpul frumos, la cel orajos se face treptat, depinzînd de viteza de deplasare a norului caracteristic (orajos) — *cumulonimbus*.

Extensiunea orizontală a acestor nori este de ordinul 10—15 km, iar pe verticală de 6—8 km. Uneori vîrfurile acestora străpung tropopauza.

Acest fel de nori se produc mai cu seamă în timpul verii, în cursul după amiezelor călduroase, deasupra uscatului şi noaptea deasupra mărilor. După cum s-a arătat ei se datoresc fenomenului de convecţie termică.

În interiorul acestor forme de nori, cît şi la baza lor se produce o mişcare turbionară accentuată a aerului.

Iuţeala curenţilor ascendenţi este destul de mare (15—20 m/s). În structura norului orajos intră picături fine de apă suprarăcite cu temperatura sub 0 °C, fulgi de zăpadă, măzăriche, ace de gheaţă (fig. 154). Curenţii ascendenţi puternici se produc în partea anterioară, iar cei descendenţi în partea posterioară a norului.

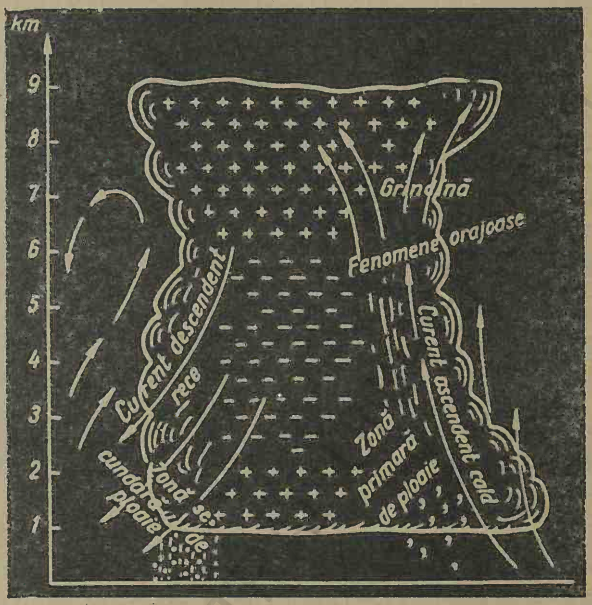


Fig. 154. Structura norului orajos.

Datorită prezenţei în interiorul norului orajos a ionilor pozitivi şi negativi, care se fixează pe picăturile şi cristalele de gheaţă ce se află în suspensie se creează în unele porţiuni ale norului acumulări de sarcini pozitive, iar în altele de sarcini negative.

Astfel, în interiorul norului iau naştere cîmpuri electrice locale, care produc şi deformarea cîmpului electric normal din atmosfera înconjurătoare.

Asupra modului de separare a sarcinilor electrice în norul orajos s-au emis mai multe teorii care în majoritatea lor se bazează pe *efectul Lénard*. După aceasta, ca urmare a curenţilor verticali, picăturile mai mari de apă se fragmentează ; picăturile mai mici rezultate se încarcă pozitiv, iar aerul înconjurător negativ.

Efectul Lénard nu explică însă electrizarea cristalelor de gheață din norul orajos.

Explicația constă în faptul următor :

În cădere cristalele de gheață poartă sarcini negative, iar aerul antrenat de către curentul ascendent, puternic, în care se află fragmente ale cristalelor de gheață fărîmițate, are sarcini pozitive.

Aceste sarcini sînt ulterior înglobate de particulele solide și lichide din nor, care transportă sarcinile pozitive pînă în vîrful aerului. Această parte a norului constituie regiunea cu cele mai multe sarcini pozitive și în care temperatura poate fi cuprinsă între minus 10° și minus 20 °C.

În regiunile din mijlocul norului se află zona principală a sarcinilor negative, în care temperatura oscilează în jurul valorii de 0 °C.

La baza norului orajos se află o zonă locală cu sarcini pozitive, în care temperatura este mai mare de 0 °C.

Formarea sarcinilor negative în zona centrală și a celor pozitive la baza norului se datorește cristalelor mari de gheață încărcate negativ, care căzînd spre regiunea din nor, unde temperatura este mai mare ca 0 °C se topesc și dau naștere picăturilor mari de apă. Acestea, la rîndul lor, se fragmentează sub influența curenților ascendenți și picăturile mai mici rezultate, încărcate pozitiv sînt reținute la baza norului. Aerul înconjurător în ascensiune se încarcă negativ și totodată antrenează ionii negativi către mijlocul norului.

§ 8. Variația elementelor meteorologice ca urmare a producerii fenomenelor orajoase

Producerea fenomenelor orajoase dă naștere la variații în mersul unor elemente meteorologice, intensitatea acestora depinzînd de gradul de dezvoltare a fenomenului orajos.

În cazul cînd fenomenele orajoase nu sînt însoțite de vijelii, variațiile elementelor meteorologice sînt slabe și se manifestă astfel :

— presiunea atmosferică scade înainte de apariția orajului și mai mult în dreptul norului orajos. În momentul declanșării fenomenului orajos, presiunea crește repede, după care scade imediat și apoi prezintă oscilații neregulate. După încetarea fenomenului orajos, presiunea se menține constantă, dar mai ridicată decît înaintea producerii fenomenului ;

— temperatura este mai ridicată înainte de apariția norului orajos, însă o dată cu începerea rafalelor de vînt și picăturilor de ploaie, începe a se produce o scădere a temperaturii ;

— umezeala relativă este mai mică înainte de apariția fenomenului orajos și crește în timpul orajului ca urmare a evaporării picăturilor de ploaie și a scăderii de temperatură ; după trecerea orajului umezeala relativă scade din nou ;

— vîntul slăbește în intensitate, treptat pînă la calm, înainte de apariția norilor orajoși. La trecerea norului, vîntul își schimbă direcția, mărindu-și în același timp viteza : după trecerea orajului, vîntul își reia direcția și slăbește în intensitate ;

— precipitațiile urmăresc succesiunea fazelor din care este constituit un fenomen orajos, reflectînd fazele de dezvoltare ale acestuia.

a) *Vijelii și trombe.* Vijelia ete un fenomen caracterizat prin intensificarea bruscă și de scurtă durată a vitezei vîntului, însoțită de schimbări bruște ale direcției sale, viteza vîntului putînd depăși chiar 100 km/oră.

Variațiile vîntului sînt însoțite și de schimbări în mersul unor elemente meteorologice. Astfel se produce un salt brusc al presiunii aerului, precedat de o scădere lentă și progresivă a acesteia, o scădere bruscă a temperaturii aerului, precedată de o creștere anormală a acesteia cu cîteva ore înainte. Ca urmare a scăderii temperaturii se produce o creștere a umezelii relative.

Vijeliile sînt caracteristice fronturilor reci.

Vijelia se produce astfel : înainte de începerea ei, o zonă de pe suprafața solului este invadată de aerul cald, adus de un curent de aer cald, dinspre sud. În această situație, vîntul va sufla slab din sectorul sudic. Presiunea atmosferică scade ca urmare a ascendenței aerului încălzit, iar temperatura începe să crească accentuat datorită insolației.

Deasupra aerului cald de la suprafața solului se află aerul rece și deci mai dens (adus de curentul vestic), care va forța aerul cald să urce. Se produce astfel un început de instabilitate a atmosferei, care se manifestă prin vîrtejuri de praf, la suprafața solului.

La un moment dat, prin coborîrea aerului rece de deasupra se produce o mișcare ascendentă violentă a aerului cald. Datorită acestor mișcări contrare puternice are loc o schimbare bruscă a direcției vîntului, care va sufla în direcția de unde vine masa de aer rece, ce înlocuiește masa de aer cald, însoțită de o intensificare bruscă a vitezei.

Ca urmare a ascensiunii aerului cald se produce destinderea bruscă a acestuia, determinînd răcirea sa accentuată și deci condensarea abundentă a vaporilor de apă și formarea norilor Cumulonimbus.

b) *Tornade și trombe.* Tornadele reprezintă un complex de fenomene caracterizat prin vînt puternic ce se extind pe cîteva sute de metri, prezentînd o accentuată rotație ciclonică, însoțite de averse,

descărcări electrice și grindină. În general, tornadele apar în timpul perioadei de convecție maximă.

Fenomenele caracteristice tornadelor sînt : trombele de uscat și de apă.

Tromba este un vîrtej cu axul vertical, cu dimensiunile orizontale mici (20—100 m deasupra mării și 200—1 000 m în regiunile de uscat, cu viteza de deplasare de 40—50 m/s.

Datorită forței centrifuge se produce o scădere accentuată a presiunii (30 mm) în centrul vîrtejului, din care cauză sînt antrenate praf și diferite obiecte. La trecerea trombelor se pot produce daune însemnate locuințelor, construcțiilor industriale etc.

Trombele de apă sînt analoge celor de uscat, însă au o intensitate mai mică. Din fragmentele de nori joși (arcus) se desprinde vîrtejul, astfel că norul se extinde de sus în jos sub forma unei pîlnii neregulate, cu diametrul de 5—10 m. Apa începe să se rotească în vîrtej în sensul invers al acelor ceasornicului.

În unele cazuri, trombele nu ajung pînă la suprafața apei, ci după ce coboară la 200—300 m, acestea se retrag în norul respectiv.

§ 9. Descărcările electrice în atmosferă

Datorită concentrației mari de sarcini electrice se generează cîmpuri electrice intense, atît în interiorul norilor orajoși, cît și în spațiul înconjurător. Ca urmare, tensiunea cîmpului electric la suprafața Pămîntului atinge valori de mii de volți pe metru.

În aceste condiții se produc descărcările electrice, sub forma scînteilor electrice uriașe, între nori sau între nori și Pămînt.

Aceste descărcări electrice (electrometeori) se pot prezenta sub următoarele forme :

Focurile Sf. Elm, sînt descărcări luminiscente care se produc frecvent în timpul rafalelor de vînt precum și iarna în timpul viscolelor.

Aceste descărcări sînt vizibile pe vîrfurile ascuțite ale paratrăznetelor, vîrfurile copacilor, ierbii, pe piscurile munților.

Fenomenul se datorește luminiscenței pe care o capătă aerul, prin ionizare puternică, în jurul vîrfului ascuțit.

Uneori scurgerea electricității se produce și în jurul animalelor și chiar înconjoară capul oamenilor, ca o aureolă de unde și denumirea de focul Sf. Elm.

Fulgerul este forma sub care se prezintă descărcările electrice orajoase, cînd intensitatea cîmpului electric depășește valorile de 200 000—300 000 V/m.

Descărcările sub forma de fulger prezintă diferite aspecte.

Fulgerul liniar se produce cînd între nori și pămînt sau între nori se stabilește o diferență mare de potențial. Descărcarea electrică are forma unei dungi luminoase cu ramificații. Lungimea fulgerului liniar este de peste 2—3 km, iar cînd descărcarea se produce între nori, lungimea acestuia poate depăși 20 km.

De obicei, fulgerul este format dintr-un canal de descărcare, cu diametrul de 5—60 cm.

Fulgerul plan sau difuz se prezintă sub forma unei descărcări de scurtă durată, care se extinde pe o mare parte din suprafața norului, luminînd mai ales partea superioară a acestuia. Acest fulger este rezultatul descărcărilor lente provenite din picăturile de apă electrizate, ce intră în constituția norilor.

Acest gen de fulger trebuie deosebit de fulgerul liniar depărtat și invizibil, care produce luminarea norilor.

Fulgerul sferic sau globular se produce după descărcarea puternică a unui fulger liniar, sub forma unei sfere luminoase, uneori, în formă de pară, cu diametrul de 20—30 cm. Durează de la cîteva fracțiuni de secundă, pînă la cîteva minute, după care dispare, producînd explozii puternice, prin expansiunea gazelor comprimate în interiorul acestuia.

Fulgerul în formă de boabe (mătănii) se produce mai rar, făcînd tranziția de la fulgerul liniar la cel globular. Este format dintr-o succesiune de fulgere mici globulare.

Oricare ar fi forma fulgerului, mecanismul producerii acestuia este același.

Impulsul necesar producerii fulgerului este o descărcare inițială slabă, care înaintează lent și se ramifică în aerul slab ionizat. Această descărcare inițială, de la care pleacă întreaga succesiune a descărcării se numește „*leader*“ (conducător).

În general, descărcarea principală a fulgerului este formată dintr-o serie de *predescărcări*, care se succed la intervale foarte scurte de timp. Totalitatea acestora constituie o descărcare progresivă prin salturi, a cărei viteză este de circa 200 km/s.

Trăznetul este descărcarea electrică între nori și Pămînt, alcătuită din mai multe impulsuri, care se succed la intervale foarte mici.

Tunetul este zgomotul care însoțește descărcarea electrică. El este rezultatul acțiunilor mecanice și calorice intense, care se produc de-a lungul canalului fulgerului.

Deplasarea rapidă a electronilor și ionilor în canalul fulgerului face ca temperatura de-a lungul acestuia să ajungă pînă la 10 000 °C. În același timp crește accentuat și presiunea aerului. Trecerea rapidă de la presiuni ridicate la presiuni coborîte se face cu zgomote puternice (bubuituri) ce însoțesc scînteia electrică-luminoasă.

Complexul descărcărilor electrice ce se produc în atmosferă mai sînt numite și fenomene keraunice (de la Keraunos care înseamnă fulger).

§ 10. Efectele biologice ale electricității atmosferice

Electricitatea atmosferică exercită o mare influență asupra proceselor biologice.

Astfel, cu cît diferența de potențial între mediul exterior și corpul omenesc este mai mare, cu atît sînt mai active schimburile osmotice între țesuturile corpului.

De asemenea într-un cîmp electric pozitiv și de intensitate mai mare, organismul omenesc se simte mult mai bine deoarece aerul difuzează mai ușor prin țesuturile corpului. Aceasta explică faptul că sanatoriile sînt instalate în locuri deschise, unde cîmpul electric este mai intens.

Gradul de ionizare al aerului atmosferic are o mare importanță din punct de vedere biologic.

Astfel, dacă aerul conține mulți ioni pozitivi, organismul omenesc pierde prin respirație un număr mare de ioni negativi. Acest proces duce, în schimb, la slăbirea rezistenței organismului față de microbi.

În același mod se explică starea de indispoziție a bolnavilor de reumatism și de astm, pe timp noros și ploios. În aceste condiții meteorologice, la suprafața Pămîntului se produce o aglomerare de ioni pozitivi.

Ionii negativi restabilesc echilibrul în organismul omenesc și îl apără sănătatea.

Prin tratamente cu ioni negativi s-a putut obține vindecarea multor maladii cronice.

§ 11. Atmosferici

Perturbațiile electro-magnetice provocate de descărcările electrice, în timpul orajelor, se manifestă sub forma paraziților atmosferici, detectați în recepțiile radiofonice. În meteorologie aceste perturbații se numesc „*atmosferici*".

Acestea sînt impulsuri de scurtă durată, care se propagă de la locul producerii lor, creînd dificultăți în recepția semnalelor și audițiilor radiofonice.

Studiul atmosfericilor a căpătat o mare amploare și au fost elaborate metode care permit înregistrarea lor pe diferite lungimi de undă.

Astfel de observații au contribuit la găsirea metodelor de înlăturare a atmosfericilor în timpul radiorecepției, precum și studierea amănunțită a caracterului descărcărilor electrice orajoase.

Totodată s-au deschis largi posibilități meteorologiei de a urmări dezvoltarea și deplasarea focarelor de atmosferici, în scopul prevederii vremii.

§ 12. Aurore polare

Aurorele polare sînt fenomene electro-luminoase care apar în regiunile polare (australă și boreală). Aurorele au o luminozitate și un colorit variabil, care se determină vizual și se exprimă în unități internaționale de intensitate de la I la IV.

Astfel, aurorele de intensitate I, II și III sînt în mod obișnuit necolorate și numai rar apar colorate în galben verzui. Aurorele de intensitate IV conțin în diverse nuanțe culorile verde, violet și roșu.

Deși aurorele polare capătă cele mai variate forme, ele se pot grupa în două categorii și anume :

Aurore polare cu structură radială care au forma de raze sau benzi și mai rar de coroane luminoase.

Benzile luminoase sînt formate din numeroase raze, izolate și dispuse perpendicular pe benzi cu aspectul unei draperii uriașe.

Această categorie de aurore își schimbă necontenit poziția și intensitatea luminoasă impresionînd pe cel care le privește.

Aurore cu structură neradială sînt imobile și se caracterizează printr-o luminozitate difuză a cerului sau sub forma de arcuri cu colorație galben-verzuie.

Aurorele polare se caracterizează printr-o repartiție geografică deosebită. Astfel curbele anuale (numite *izohasme)* de egală frecvență a aurorelor polare, arată că apariția aurorelor este mai accentuată în regiunea latitudinilor mari. Izohasma care reprezintă frecvența a 100 aurore pe an trece de-a lungul litoralului nordic al Norvegiei, prin Novaia-Zemlia, prin Peninsula Taimir, Alaska de Nord, Canada și regiunea sudică a Groenlandei.

În regiunile cu frecvență maximă, aurorele polare apar cel mai adesea în timpul nopților polare, într-o zonă cu lățimea de cîteva sute de kilometri (circa 3° latitudine).

Înălțimea limită inferioară a aurorelor polare este de 95—110 km, iar cea superioară de 1 000—1 200 km.

a. **Aurorele polare și activitatea solară.** În anii cu frecvență maximă a petelor solare, aurorele se produc mai des, iar intensitatea acestora este maximă. De asemenea, în acest caz se extinde și zona lor de vizibi-

litate, care atinge uneori latitudinile mijlocii și chiar sudice. Totuși s-a ajuns la concluzia că petele solare nu constituie cauza apariției aurorelor și a furtunilor magnetice ci schițează doar o simplă corelație între aceste fenomene.

Cercetările au conchis că aurorele polare sînt în mai strînsă corelație cu exploziile solare intense, cînd se produce o creștere bruscă a ionizării datorită razelor X.

Spectrul aurorelor polare. Studiul spectrelor aurorelor polare furnizează informații importante cu privire la compoziția aerului de la înălțimi mari. Spectrul unei aurore polare, ca și cel al oricărui gaz rarefiat este alcătuit din linii și benzi ; liniile aparținînd atomilor de gaze, iar benzile moleculelor gazoase. Astfel în spectrul aurorelor polare s-au descoperit peste 500 linii și benzi spectrale și multe din lungimile de undă ale acestora au fost identificate cu liniile substanțelor cunoscute. Analiza spectrală în cazul aurorei polare indică apariția unei linii verzi ($\lambda = 5\,677{,}35$ Å), iar cînd conține lumina roșie, apare linia roșie ($\lambda = 6\,300{,}30$ Å), ambele linii aparținînd atomilor neutri de oxigen.

Prezența în permanență a oxigenului, sub formă de atomi, în straturile superioare ale atmosferei se datorește acțiunii disociante a radiațiilor ultraviolete emise de Soare.

În spectrul aurorelor polare mai apare și așa-numitul *sistem negativ al benzilor de azot* din regiunea violetă și albastră a spectrului. Benzile acestea sînt produse de molecule ionizate de azot (N_2^+), avînd lungimile de undă de 3 914, 4 278 și 4 708 Å).

În afară de acesta mai apar și : *primul sistem pozitiv* în zona roșie și infraroșie a spectrului (ale căror benzi principale au lungimile de undă de 5 991 și 5 867 Å) ; *al doilea sistem pozitiv* este mai puțin intens și predomină în regiunea ultravioletă a spectrului, ale căror benzi principale au lungimile de undă de 3 997 și 4 059 Å. Ambele sisteme sînt emise de moleculele neutre de azot (N_2).

Moleculele neutre de azot mai emit în zona violetă și ultravioletă a spectrului și sistemul de benzi Vegard-Kaplan.

În formele neradiale ale aurorelor polare s-au mai descoperit și liniile datorite hidrogenului molecular (H_2), însă o dată cu trecerea la forma radială acestea dispar.

b. **Teorii asupra aurorelor polare.** Stabilirea legăturii între aurorele polare și procesele fizice din Soare a impus căutarea cauzelor care generează aurorele polare în acțiunea pe care o exercită radiațiile solare asupra straturilor superioare ale atmosferei.

În prezent majoritatea cercetătorilor susțin *teoria corpusculară*. Această teorie se bazează pe ipoteza lui Goldstein (emisă în 1881), conform căreia, în afară de razele luminoase și de radiațiile invizibile,

Soarele mai emite și un flux de particule rapide, încărcate electric, numite corpusculi. Acești corpusculi apropiindu-se de Pământ se deplasează sub influența cîmpului magnetic al acestuia, abătîndu-se spre regiunile polare. Pătrunzînd în straturile superioare ale atmosferei, fluxul corpusculelor generează fenomenul de luminiscență, ca urmare a ciocnirii cu atomii și moleculele gazelor din aer. Ca urmare corpusculii fluxului le perturbează și emit lumină. Mai mult cîmpul magnetic care apare datorită fluxului de corpusculi se suprapune peste cîmpul magnetic normal al Pămîntului generînd astfel furtunile magnetice.

Teoria fluxului neutru. Deoarece teoria corpusculară a aurorelor polare a întîmpinat dificultăți, datorită faptului că admite un flux de particule cu sarcini electrice de același semn, unii cercetători ca Ferraro și Chapman (și mai tîrziu Martin și Alfven) au explicat formarea aurorelor și a perturbațiilor magnetice pe baza pătrunderii în atmosferă a unui nor de gaze (plasmă) puternic ionizate, conținînd particule de ambele semne.

Conform acestei teorii din zonele active ale Soarelui emană un flux de particule, care în ansamblu este neutru, fiind alcătuit din atomi ionizați și din electroni desprinși din ei.

Acest flux neutru din punct de vedere electric se deplasează cu viteza medie de 1 000—2 000 km/s și capătă o formă curbată din cauza rotației Soarelui, fiind asemănător cu un jet de apă. Ca urmare a mișcării de revoluție a Pămîntului și a rotației Soarelui în jurul axului, fluxul corpusculelor va ajunge la Pămînt pe partea pe care este noapte, ceea ce explică frecvența aurorelor mai mare în timpul nopților. Acest flux fiind bun conducător de electricitate, apropiindu-se de Pămînt este „frînat" de cîmpul magnetic terestru la o distanță egală cu cîteva raze pămîntești.

În același timp, cîmpul magnetic terestru separă marginile de semn contrar ale fluxului în regiunile polare ale globului terestru.

Ipoteza descărcării electrice în gaze. Complexitatea și, variația rapidă a formelor aurorei polare a condus la ideea că luminiscența atmosferei nu este provocată direct de corpusculii solari, ci este rezultatul descărcării în gaze, din cîmpurile electrice induse în plasma ce vine de la Soare. În 1950, cercetătorul suedez Alfvan a emis ipoteza că, descărcarea electrică din atmosferă este identică cu aceea care se produce între armăturile unui condensator uriaș (între fluxul corpusculilor și straturile superioare ale atmosferei).

O particularitate a acestei descărcări în gaze este neomogenitatea ei, ceea ce explică de fapt formele variate ale aurorelor polare.

§ 13. Metode și aparate pentru măsurarea caracteristicilor cîmpului electric al atmosferei

Măsurarea potențialului electric al aerului atmosferic se efectuează cu aparate numite *electrometre*.

Cel mai simplu și mai folosit dintre acestea este *electrometrul bifilar Wulf* (fig. 155). Acesta are ca piesă sensibilă două fire de cuarț metalizat *f* sau de wolastonit (cu diametrul 5—10 μ), care sînt fixate la capătul superior de tija metalică *m*, izolată de masa aparatului prin dopuri de chilimbar *d*.

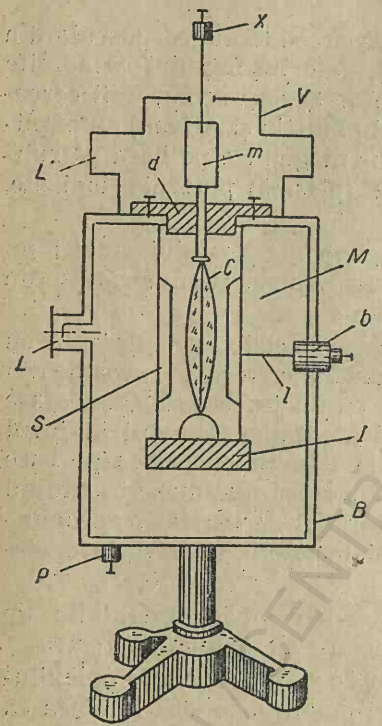


Fig. 155. Electrometrul bifilar Wulf.

La capătul inferior, firele sînt fixate de un fir de cuarț curbat *c*, care menține firele în poziția zero. Piesa sensibilă a aparatului este închisă într-o cutie cilindrică metalică *M*, care este izolată de restul aparatului prin izolatorul *i* de chihlimbar și este legată printr-un conductor *l*, cu borna *b*, izolată, de masa aparatului, tot cu izolația de chihlimbar.

Partea cilindrică a electromotorului este protejată de o cutie metalică paralelipipedică *B*, care la partea inferioară posedă borna *P*, pentru legarea la Pămînt a electrometrului.

În locașurile *L* și *L'* se introduc capsule cu silicagel (sau cu clorură de calciu), pentru absorbția umidității.

Partea superioară a aparatului este protejată de o calotă metalică *V*. Tija *T* se poate scoate în timpul cînd nu se fac determinări, iar orificiul superior se poate închide ermetic cu un capac.

În timpul transportului tija *m* nu se încarcă electric, pentru ca firele de cuarț să fie întinse și astfel ferite de a se deteriora prin lovire unul de altul, la șocuri.

Înainte de efectuarea determinărilor, firele de cuarț se aduc în poziția 0, cu ajutorul conductorilor *S*, care localizează cîmpul electric în planul firelor.

Pentru ca firele să poată fi uşor vizibile, electromotorul este prevăzut cu un microscop care se poate deplasa de-a lungul şi perpendicular pe direcţia firelor de cuarţ.

În cîmpul microscopului se află şi o scară micrometrică luminată de o oglindă cu ajutorul căreia se apreciază diviziunile în dreptul cărora se deplasează firele de cuarţ, în timpul măsurătorilor.

Electromotorul poate măsura potenţialul într-un punct al atmosferei faţă de Pămînt, în care scop bornele *b* şi *P* se leagă între ele.

De asemenea cu acest aparat se mai determină şi potenţialul între două puncte ale cîmpului electric al atmosferei, care se conectează cu bornele *x* şi *b*.

În determinările actuale se mai folosesc şi dispozitive capabile să măsoare curenţii de intensitate foarte mică (10^{-16} — 10^{-17} A).

Aceste aparate sînt mai robuste decît electrometrele cu fir şi se pot ataşa dispozitivelor de înregistrare.

Aparatul lui Wilson (fig. 156), determină intensitatea cîmpului prin metoda compensaţiei. Are ca piesă receptoare un disc metalic *D* cu suprafaţa de 100 cm², care face parte din învelişul de protecţie *P*, ce serveşte pentru egalizarea cîmpului electric al discului.

Discul *D* este în legătură cu electromotorul *E* şi cu unul din electrozii conductorului cilindric cu aer, care are rolul de compensator, iar celălalt electrod al acestuia este legat la tensiunea dată de o baterie de elemente *B*.

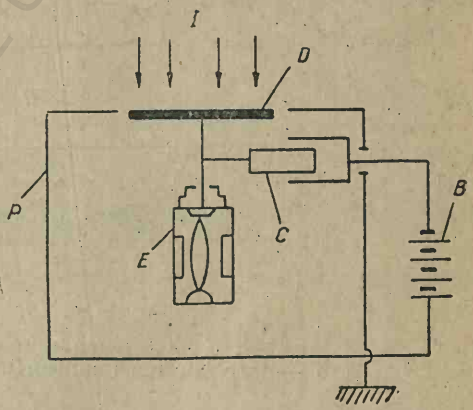


Fig. 156. Schema aparatului Wilson.

Mărimea potenţialului indicat de electrometru este obţinută prin variaţia valorii sarcinii induse de compensatori, prin deplasarea uneia din armăturile condensatorului.

Devierea firelor de cuarţ ale electrometrului, sub acţiunea cîmpului electric *1*, este deci compensată în acest mod.

Poziția compensatorului este o măsură a electricității induse, precum și a intensității cîmpului în care se efectuează măsurătoarea.

Măsurători ale cîmpului electric în atmosfera liberă se efectuează cu ajutorul baloanelor sonde, care transmit indicațiile electrometrului prin semnale radio.

Simpson a utilizat o sondă specială, numită altielectrograf, la care colectorul de curent este format din două vîrfuri metalice, unul orientat în sus și al doilea în jos, legate printr-un conductor. Curentul dintre vîrfuri provoacă electroliza și colorarea unei substanțe, cu care se îmbibă o bandă de hîrtie specială ce se derulează în cîmpul electric.

Colorarea hîrtiei chimice constituie o indicație în aprecierea intensității cîmpului.

Întrucît sondele se pierdeau în cădere, s-au înlocuit indicațiile de culoare cu radio semnale corespunzătoare intensității cîmpului.

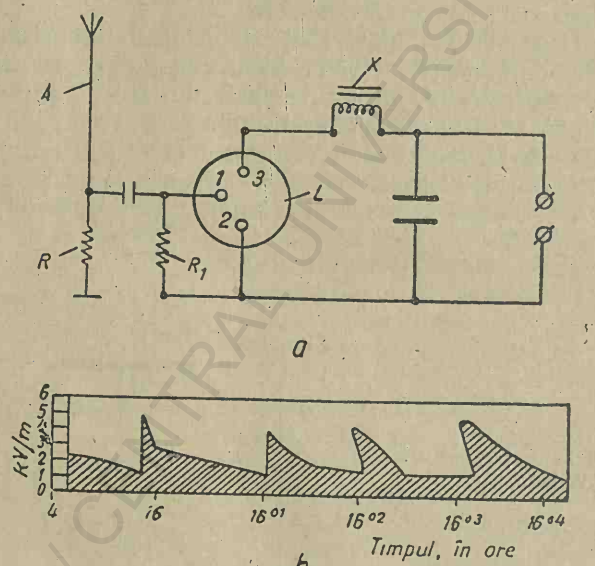


Fig. 157. *a* — Schema numărătorului de fulgere; *b* — înregistrarea impulsurilor produse de fulgere.

Determinări asupra fulgerilor. Numărul fulgerilor apropiate poate fi determinat prin numărul de impulsuri ale tensiunii la un dispozitiv de recepție.

Un astfel de aparat este arătat schematic în fig. 157. În antena *A*, curentul indus de către fulger produce în rezistența *R*, o variație de tensiune ΔV, care se adaugă la tensiunea bateriei de alimentare.

Aceasta se manifestă sub forma unei descărcări între electrozii *1* și *2* ai unei lămpi *L* cu trei electrozi.

Descărcarea se transmite electrodului *3*, acționînd asupra releului *X*, care pune în mișcare penița unui înregistrator.

Pe diagrama respectivă curba indică tensiunea descărcării electrice și momentul producerii (în unele cazuri chiar și depărtarea la care se produce descărcarea).

Determinarea densității ionilor se efectuează cu ajutorul contorului de ioni tip Ebert.

Acesta este format dintr-un tub metalic, vertical *T*, care servește ca armătură exterioară a unui condensator, împiedicînd în același timp pierderea sarcinilor electrice.

Tot prin acest tub este aspirat aerul încărcat cu sarcini electrice (fig. 158).

În interiorul tubului se află vergeaua metalică *V*, care constituie armătura interioară a condensatorului și care este cuplată electric cu un electrometru bifilar Wulf *E*.

Tubul *T* și carcasa electrometrului sînt legate la Pămînt.

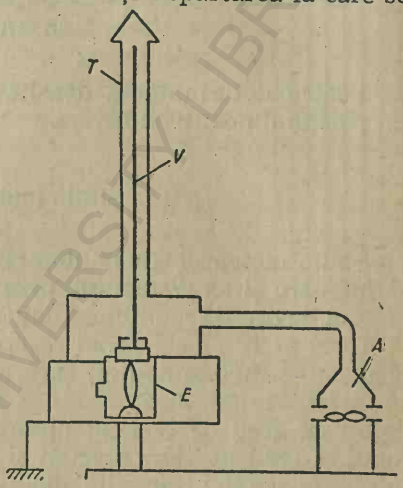


Fig. 158. Contorul de ioni Ebert.

Instalația mai este prevăzută cu un aspirator *A* și cu un contor pentru măsurarea debitului în metri cubi, a aerului aspirat.

Pentru determinarea densității ionilor, vergeaua metalică *V* se încarcă la un potențial V_0, măsurat de electrometrul *E*. Se pune apoi în funcțiune aspiratorul *A* și cu ajutorul unui cronometru se determină timpul *t*, în minute, în care potențialul va deveni V_1.

Numărul de ioni *n* dintr-un metru cub de aer se deduce din relația

$$Q = C\frac{V_0 - V_1}{300} = Mne,$$

în care :

Q este cantitatea de electricitate ;

C — capacitatea condensatorului tubular ;

M — cantitatea de aer aspirat într-un anumit interval de timp ;

e — sarcina electronului ($4{,}8 \cdot 10^{-10}$ u. CCS, es).

Din prima relație se deduce densitatea ionilor :

$$n = C \frac{V_0 - V_1}{300\, Me}$$

în care dacă se înlocuiește $\frac{c}{300\, e} = K$ se obține

$$n = K \frac{V_0 - V_1}{M}.$$

Pentru determinarea densității ionilor negativi tija V încarcă la un potențial pozitiv și invers.

§ 14. Stația meteorologică automată

Stația meteorologică automată este o instalație complexă capabilă să măsoare și să transmisă prin radio, la distanță, fără intervenția omului, la ore fixe, anumite date meteorologice.

Ideal ar fi să se poată recepționa de la o astfel de stație toate elementele meteorologice, care alcătuiesc o observație completă asupra stării vremii, însă intervine dificultatea că pentru unele din aceste date este greu de realizat piesa receptoare. Astfel, vizibilitatea, plafonul și felul norilor, precum și al precipitațiilor sînt greu de transmis. Totuși televizarea în momentul producerii acestora va rezolva informarea și asupra acestor fenomene.

În cele ce urmează se va descrie stația meteorologică automată (confecționată în cadrul Institutului meteorologic de un colectiv condus de ing. F. Patrichi).

Aceasta este formată din :

— blocul aparatelor meteorologice ;

— blocul codificator care transformă valorile elementelor meteorologice în semnale electrice (Morse) care pot fi transmise ;

— blocul emițător care cuprinde un dispozitiv de radio emisie ;

— dispozitivul care realizează programul de funcționare al stațiunii ;

— blocul de alimentare cu curent electric.

Descrierea și modul de funcționare al acestei stații reies din schema din fig. 159, *a*, *b*.

a) Blocul elementelor meteorologice cuprinde :

Termometrul care măsoară temperatura aerului atmosferic este format din 8 lame bimetalice cuplate între ele, care prin deformare sub influența variațiilor de temperatură, prin intermediul unui electromagnet acționează asupra unei pîrghii de contact 2 cu două

capete de contact (pentru cifra unităţilor şi zecimilor). Această pîrghie stabileşte contactele pe regleta *1* cu 180 de poziţii, pe un dispozitiv pieptene, confecţionat din sîrmă de argint.

Dispozitivul de presiune avînd ca piesă receptoare o coloană de capsule Vidi este compus din regleta *4* cu 180 de poziţii, pîrghia de contact *5* şi electromagnetul *6*.

Dispozitivul higrometric avînd ca piesă receptoare o liră formată din mănunchiuri de fire de păr este alcătuit din regleta 7 cu 50 contacte, pîrghia indicatoare cu contact *8* şi electromagnetul *9*.

Dispozitivul de giruetă este format din rozeta *10* cu 16 contacte, lamela de contact circular *1* care în funcţie de deplasarea unghiulară a ampenajului de giruetă stabileşte contactele reprezentînd direcţia vîntului.

Dispozitivul de viteză medie a vîntului cuprinde inelele de contact *12* şi *13*, contactele *14* şi *15* care menţin legătura în orice poziţie a întregului sistem, în funcţie de direcţia vîntului, morişca anemometrică cu palete flexibile *16*, axul acesteia *17*, roata cu camă *18* şi contactul *19*, ce se închide la fiecare 25 de rotaţii ale moriştei (ceea ce corespunde la 0,5 m viteză a vîntului).

Paletele moriştei fiind flexibile şi unse cu ulei de silicon înlătură pericolul de givraj.

Dispozitivul pluviometric este alcătuit din pîlnia receptoare *20*, tubul flexibil *21*, sistemul de cupe basculante *22* şi *23*, limitatorul conductei basculante *24*, pîrghia cu rolă *25* şi contactul *26*, care se închide la fiecare basculare a semicupelor, corespunzătoare unei cantităţi de 0,5 litri/m² apă provenită din precipitaţii.

Dispozitivul de indicare al prezenţei radiaţiilor solare alcătuit din lamela bimetalică neagră *27* şi lamela albă *28* şi contactul *29*.

Blocul de radio-emisie şi de alimentare este alcătuit din antena direcţională *30*, tubul electronic *31*, cuplajul antenei *32*, circuitul oscilant *33*, condensatorul din circuitul de înaltă frecvenţă *34*, bobinele de şoc *35* şi *36*, un condensator de înaltă frecvenţă *37*, rezistenţa de grilă *38*, condensatorul de joasă frecvenţă *39* şi condensatorul de manipulare al semnalelor Morse *40*.

Pentru alimentarea anodică a tubului electronic al emiţătorului radio, în schemă, este introdus un multivibrator cu doi tranzistori *41* şi *42*, un transformator de curent cu înfăşurările *43*, *44* şi *45*, sistemul de redresare al ambelor alternanţe *46* şi sistemul de filtrare compus din rezistenţa *47* şi condensatorii *48* şi *49*.

Baza de timp a staţiei meteorologice automate este alcătuită dintr-un mecanism de ceasornic cu discurile cu came *50*, *51* şi *52*, contactele *53*, *54*, *55* şi *56*, discul de came *57* cu contactele *58* şi *59*,

electromotorașul *60* pentru remontarea ceasornicului, discul cu camă *61* cu contactele *62* și *63*.

Releul *64* de declanșare a funcționării stației în regim de apel cu contactele *65, 66, 67, 68* și *69*, precum și releul *70* de declanșare a funcționării propriu-zise a stației cu contactele *71, 72* și *73*.

Electromagnetul *74* angrenează grupul de discuri cu came în relief, formă Morse, de la 88—107. Acest grup se rotește ca un monolit și efectuează 14 rotații pentru un ciclu de funcționare al stației meteorologice. Tot electromotorașul *74* angrenează și discurile cu came *79* și *86*, care efectuează două rotații pentru un ciclu de funcționare al stației, iar discurile *77* și *78* sînt antrenate de același electromotoraș și efectuează o jumătate de rotație pentru un ciclu întreg de funcționare al stației automate.

Contactele *80, 81, 82, 83, 84* și *85* înseriate cu *87* asigură punerea în stare de transmitere prin radio a fiecărui element, într-o anumită ordine, iar contactele *75* și *76* ale discului *77* servesc pentru oprirea automată a stației după efectuarea ciclului.

Grupul de contacte *154* al discului cu came *78* servește la ștergerea memoriei celor 4 marchere (două pentru viteza vîntului și două pentru cantitatea de precipitații) după fiecare ciclu de funcționare. Impulsurile fiecărei basculări de la pluviometru se transmit marcherului *149* cu sistemul de memorare și revenire la zero *150, 151, 152* și *153*; la acumularea a cîte zece contacte se transmite un impuls la releul *144* al zecilor de impulsuri primite de la pluviometru, care are sistemele de memorare și revenire la zero compus din piesele *145, 146, 147* și *148*.

Pentru a se preîntîmpina o scurtcircuitare de lungă durată a contactului *26* de la pluviometru (cînd nu se face instantaneu și deci va produce descărcarea sursei electrice de alimentare), intervine o siguranță termică compusă din contactele *158*, lamela bimetalică *156* și rezistența de încălzire *157*. Decuplarea se face după 30 secunde.

Memorarea contactelor de la dispozitivul de viteza vîntului se face pentru o perioadă de 2 minute, adică pe timpul funcționării stației în regim de apel, contactele fiind transmise marcherului *139* cu sistemul de memorare și revenire la zero *140, 141, 142* și *143*.

La fiecare acumulare de cîte 10 contacte este antrenat marcherul *134*, care va marca cîte un pas.

Contactul *29* ce se stabilește în cazul prezenței razelor solare este înseriat cu contactul *133* al releului *132*, care funcționează numai în timpul transmiterii acestui element.

Manipularea semnalelor, respectiv cuplarea condensatorului 40 de la emițător, care generează tonul auditiv se efectuează de către releul *128* prin contactul *129*.

Înaintea fiecărui ciclu de funcționare al stației automate, contactul *56* al discului *52*, închizîndu-se intră în funcțiune releul *64*, care rămîne conectat două minute. Acest releu pune în stare de funcțiune radioemițătorul stației cu manipulare continuă, deci cu transmiterea unui semnal auditiv prelung și alimentează circuitul de memorare al contactelor pentru viteza vîntului.

După acest interval de două minute, contactele *53* sau *54* de la discul cu camă *50* conectează releul *70* care suprimă transmiterea semnalului auditiv, menținînd însă în starea de funcționare radioemițătorul, deconectează memorarea de la contactele de viteza vîntului și pune în funcțiune electromotorașul 74. Acest electromotoraș, după cum s-a arătat, antrenează funcționarea propriu-zisă a stației.

După fiecare element meteorologic transmis, care se compune din cifre — unități și zeci — în codul Morse simplificat, dispozitivul compus din sectorul dințat *130* și contactul *131* produce transmiterea unui tren de semnale foarte rapide, care indică terminarea transmiterii elementului respectiv.

Pentru ușurința colectării și a corectitudinii datelor, seria celor 7 elemente ce se măsoară și se transmite de stație este repetată.

Sursa de alimentare 155 este alcătuită din 54 elemente „ELBA" de cîte 1,5 V și 35 Amp/h, care se cuplează în serie și paralel formînd o baterie de 135 V și 210 A/h, care asigură autonomia completă a stației timp de 6 luni.

§ 15. Caracteristicile tehnice ale stației automate

Stația automată măsoară: temperatura aerului între —40 și +40 °C cu o abatere de ±0,5 °C;

— presiunea atmosferică cu o amplitudine de 100 mbar și cu abatere de ± 0,5 mbar;

— umezeala relativă între 10—100% cu abaterea de ± 5%;

— cantitatea de precipitații pe ultimele 3 ore între 0—49 mm/3 ore, cu abaterea la 5 mm/3 ore;

— viteza medie a vîntului în intervalul de timp de 2 minute între limitele 0—49 m/s, cu abaterea de ±2 m/s;

— direcția vîntului din 16 azimuturi;

— prezența razelor solare.

Mecanismul de ceasornic al stației asigură o precizie de ± 20 minute în 6 luni. Frecvența aparatului de radioemisie este de 245 MHz, puterea de 1 W, asigurînd transmiterea datelor pe o rază de 30—50 km.

BIBLIOGRAFIE

1. Best, A. C. *Physic in meteorology.* London, Isac Pitman and Sous, 1957.
2. Claudie, L., Frederik, *Norkbode in elementary meteorology.* New York, London Graw-Hill Book Co, 1945.
3. Cristea, N. și Stoica, C. *Meteorologie Generală și instrumente meteorologie.* Editura didactică și pedagogică, 1966.
4. Cristea N. și Stoica, C. *Meteorologie* (manual pentru licee de specialitate). Editura didactică și pedagogică 1967.
5. Cristea, N. *Instrucțiuni pentru stațiile și posturile meteorologice.* Instrumente meteorologice C.S.A. — ID 27—65, București, 1965.
6. Darbre, P. *Introduction en la météorologie.* Paris — Ganthier — Villars, 1942.
7. Defirse, P. *Elements de météorologie.* Bruxelles — Ucele : Institute Royal de Météorologie, 1955.
8. Pagosean, M. P. *Problema prevederii timpului pe scurtă durată și perspective de îmbunătățire,* Moscova, 1947.
9. Scherhag, N. *Meteorologie Sinoptică,* Berlin, 1949.
10. Perlat, A. și Petit, M. *Mesures en météorologie.* Paris, Gauthier Villars, 1961.
11. Zubian, D. *Formarea și dezvoltarea ciclonilor și anticiclonilor.* Leningrad, 1949.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CUPRINS

Introducere 5

§ 1. Obiectul meteorologiei 5
§ 2. Metode de cercetare 6
§ 3. Etapele de dezvoltare ale meteorologiei 7
§ 4. Organizarea serviciilor meteorologice 9
§ 5. Organizaţia meteorologică mondială 9
§ 6. Importanţa meteorologiei 10

PARTEA ÎNTÎI

Capitolul I

Atmosfera

§ 1. Generalităţi 13
§ 2. Compoziţia aerului atmosferic 14
§ 3. Importanţa principalelor componente ale aerului 15
§ 4. Structura verticală a atmosferei 17
§ 5. Caracteristicile straturilor atmosferice 19
§ 6. Consideraţii asupra înălţimii atmosferei 23
§ 7. Densitatea aerului 28
§ 8. Densitatea aerului umed 30
§ 9. Variaţia densităţii aerului cu înălţimea 32
§ 10. Noţiuni elementare despre masele de aer 33
§ 11. Atmosfera standard 34

Capitolul II

Presiunea atmosferică

§ 1. Noţiuni generale 35
§ 2. Unităţi de măsură ale presiunii atmosferice 36
§ 3. Variaţiile presiunii atmosferice 37
§ 4. Variaţia diurnă a presiunii atmosferice 43
§ 5. Variaţia anuală a presiunii atmosferice 45

§ 6. Variațiile neperiodice ale presiunii atmosferice 46
§ 7. Variația presiunii atmosferice pe suprafața Pământului 47
§ 8. Izobare — Forme barice 47
§ 9. Relieful baric 48
§ 10. Repartiția presiunii atmosferice pe suprafața Pământului 51
§ 11. Instrumente pentru măsurarea presiunii atmosferice 55
§ 12. Corecții barometrice 58
§ 13. Barometrul aneroid 59

Capitolul III

Energia radiantă

§ 1. Radiațiile în atmosferă 64
§ 2. Legile energiei radiante 65
§ 3. Intensitatea radiațiilor 67
§ 4. Radiația directă și constanta solară 67
§ 5. Insolația 71
§ 6. Absorbția selectivă a radiației solare 71
§ 7. Radiația difuză 73
§ 8. Reflexia radiațiilor solare 75
§ 9. Radiația Pământului și a atmosferei 76
§ 10. Radiația efectivă 77
§ 11. Bilanțul radiațiilor la suprafața Pământului 78
§ 12. Instrumente pentru măsurarea intensității radiațiilor 80
§ 13. Măsurarea radiației directe. Pirheliometre și Actinometre 80
§ 14. Instrumente pentru determinarea intensității radiației difuze 83
§ 15. Determinarea intensității radiațiilor reflectate 86
§ 16. Determinarea intensității radiației efective 87
§ 17. Determinarea bilanțului radiațiilor 88

Capitolul IV

Regimul termic al solului și al întinderilor mari de ape

§ 1. Temperatura solului 90
§ 2. Variația temperaturii solului 97
§ 3. Mecanismul propagării căldurii în sol 103
§ 4. Variația temperaturii solului cu adîncimea 108
§ 5. Stratul cu temperatură constantă 111
§ 6. Distribuția pe verticală a temperaturii solului 112
§ 7. Instrumente pentru determinarea temperaturii solului 113
§ 8. Temperatura întinderilor mari de ape 116

Capitolul V

Temperatura aerului

§ 1. Generalități 124
§ 2. Variațiile temperaturii aerului 127
§ 3. Repartiția temperaturii aerului pe suprafața globului terestru 133

§ 4. Hărțile izotermelor 134
§ 5. Temperaturile extreme pe suprafața globului terestru 138
§ 6. Distribuția temperaturii în atmosfera liberă 139
§ 7. Instrumente pentru măsurarea temperaturilor aerului în meteorologie 140
§ 8. Termometre pentru determinarea temperaturii aerului atmosferic ... 142
§ 9. Termograful 147
§ 10. Metode și dispozitive electrice pentru determinarea temperaturii aerului în meteorologie 149

Capitolul VI

Vaporii de apă în atmosferă

§ 1. Formele sub care se poate prezenta apa în atmosferă 153
§ 2. Pătrunderea vaporilor de apă în atmosferă 154
§ 3. Evaporarea și capacitatea de evaporare 155
§ 4. Mărimile care definesc umezeala aerului 155
§ 5. Repartiția pe verticală a umezelii aerului 162
§ 6. Repartiția geografică a umezelii aerului 163
§ 7. Variția diurnă și anuală a umezelii aerului 164

Capitolul VII

Mișcările verticale ale aerului

§ 1. Transformări adiabatice în atmosferă 174
§ 2. Temperatura potențială 181
§ 3. Temperatura echivalentă 184
§ 4. Temperatura echivalent potențială 185
§ 5. Transformări pseudoadiabatice 185
§ 6. Condiții de stabilitate în atmosferă 186
§ 7. Stabilitatea atmosferică și mișcările convective 189

Capitolul VIII

Condensarea vaporilor de apă

§ 1. Generalități 192
§ 2. Nuclee de condensare 194
§ 4. Condensarea vaporilor de apă pe suprafața Pământului 198
§ 5. Ceața și pîcla 201
§ 6. Ceața din interiorul aceleiași mase de aer 202
§ 7. Ceața frontală 206
§ 8. Măsuri de luptă contra ceților 206
§ 9. Norii 206
§ 10. Particularitățile fizice ale norilor 208
§ 11. Clasificarea norilor 209
§ 12. Nebulozitatea 219
§ 13. Metode și instrumente pentru observații asupra norilor 221
§ 14. Ceilometrul 225

Capitolul IX

Precipitații atmosferice

§ 1. Generalități ... 227
§ 2. Mecanismul formării precipitațiilor ... 228
§ 3. Factori care determină creșterea picăturilor în nori ... 230
§ 4. Viteza de cădere a picăturilor ... 231
§ 5. Schema formării precipitațiilor ... 232
§ 6. Considerații asupra principalelor forme de precipitații ... 233
§ 7. Clasificarea precipitațiilor ... 235
§ 8. Variația diurnă și anuală a precipitațiilor ... 236
§ 9. Distribuția precipitațiilor, pe suprafața Pământului ... 237
§ 10. Stratul de zăpadă ... 239
§ 11. Ploaia artificială ... 240
§ 12. Instrumente pentru măsurarea precipitațiilor ... 242
§ 13. Instrumente pentru măsurarea fenomenului de rouă ... 246

Capitolul X

Mișcările orizontale ale aerului

§ 1. Generalități ... 248
§ 2. Circulația termică a aerului ... 249
§ 3. Forțele care acționează în atmosferă ... 250
§ 4. Relațiile dintre forțele care acționează asupra aerului în mișcare ... 259
§ 5. Considerații privind viteza și direcția vîntului ... 260
§ 6. Structura vîntului ... 262
§ 7. Influența obstacolelor asupra vîntului ... 263
§ 8. Variația diurnă a direcției vîntului ... 263
§ 9. Variația diurnă a vitezei vîntului ... 264
§ 10. Variația anuală a direcției și vitezei vîntului ... 264
§ 11. Variația direcției și vitezei vîntului cu înălțimea ... 265
§ 12. Viteze maxime ale vîntului la suprafața Pământului ... 267
§ 13. Instrumente pentru determinarea direcției și vitezei vîntului ... 268
§ 14. Sondajul atmosferei ... 280
§ 15. Folosirea radarului în meteorologie ... 286
§ 16. Utilizarea laserului în meteorologie ... 291
§ 17. Racheta meteorologică ... 294
§ 18. Sateliți meteorologici ... 299

Capitolul XI

Circulația generală a atmosferei

§ 1. Generalități ... 305
§ 2. Cauzele circulației generale a atmosferei ... 306
§ 3. Circulația musonică ... 311
§ 4. Despre unele particularități ale circulației aerului în emisfera sudică 313
§ 5. Brizele ... 314
§ 6. Vînturi neregulate ... 316
§ 7. Vînturi locale în România ... 317

PARTEA A DOUA

Capitolul XII

Noțiuni fundamentale de Meteorologie Sinoptică

§ 1. Formarea maselor de aer 319
§ 2. Clasificarea maselor de aer 320
§ 3. Fronturile atmosferice 325
§ 4. Despre formarea ciclonilor și anticiclonilor 334
§ 5. Aspectul vremii la trecerea unei depresiuni 340
§ 6. Aspectul vremii la trecerea unui anticiclon 342
§ 7. Prevederea timpului 344
§ 8. Transmiterea automată a informațiilor meteorologice 352

PARTEA A TREIA

Capitolul XIII

Fenomene optice în atmosferă

§ 1. Fenomene optice datorate refracției razelor luminoase în atmosferă 355
§ 2. Fenomene optice în nori și precipitații 359
§ 3. Fenomene optice datorate difracției razelor luminoase 364
§ 4. Perceperea luminii de către ochiul omenesc 367
§ 5. Vizibilitatea 370
§ 6. Instrumente pentru determinarea vizibilității 373

Capitolul XIV

Acustica atmosferei

§ 1. Generalități 376
§ 2. Variația intensității sunetului în atmosferă 376
§ 3. Variația vitezei sunetului în atmosferă 378
§ 4. Propagarea undelor sonore în atmosferă 380
§ 5. Traiectoria undei sonore în atmosferă 383
§ 6. Influența atmosferei asupra propagării undelor sonore 384
§ 7. Sunete de natură meteorologică în atmosferă 386

Capitolul XV

Electricitatea atmosferică

§ 1. Generalități 387
§ 2. Cauzele ionizării aerului atmosferic 388
§ 3. Caracteristicile ionizării atmosferei 390
§ 4. Cîmpul electric al atmosferei 392
§ 5. Caracteristicile cîmpului electric normal 393

§ 6. Starea electrică a atmosferei în raport cu elementele meteorologice 395
§ 7. Fenomene orajoase 396
§ 8. Variaţia elementelor meteorologice ca urmare a producerii fenomenelor orajoase 398
§ 9. Descărcările electrice în atmosferă 400
§ 10. Efectele biologice ale electricităţii atmosferice 402
§ 11. Atmosfericii 402
§ 12. Aurore polare 403
§ 13. Metode şi aparate pentru măsurarea caracteristicilor cîmpului electric al atmosferei 406
§ 14. Staţiunea meteorologică automată 410
§ 15. Caracteristicile tehnice ale staţiunii automate 413

Col. Jin. 15,00 lei.

Bun de tipar : 03.11.1971. Coli de tipar 26,25.
+planşe : 5. C. Z. 551.5.

Intreprinderea Poligrafică „Banat",
Timişoara Calea Aradului nr. 1/A,
Republica Socialistă România

Comanda nr. 196/1971.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY